

Masteroppgåve, Institutt for geofag

Kartlegging av temperaturtilhøva i Gråsubreen og Juvfonne

Ingvild Sørdal



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Kartlegging av temperaturlilhøva i Gråsubreen og Juvfonne

Ingvild Sørdal



Masteroppgåve i geofag

Studieretning: Naturgeografi

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitskapleg fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

1. juni 2013

© Ingvild Sørdal

År: 2013

Tittel: Kartlegging av temperaturlilhøva i Gråsubreen og Juvfonne

Forfattar: Ingvild Sørdal

Rettleiarar: Jon Ove Hagen (UiO) og Rune Strand Ødegård (HiG)

<http://www.duo.uio.no/>

Trykk: Reprosentralen, Universitetet i Oslo

Framsidedeilete: Gråsubreen 10. september 2012 (foto: Sørdal, 2012c).

Samandrag

Temperaturtilhøva i Gråsubreen og Juvfonne, to ismasser i Jotunheimen, har blitt kartlagt. Istemperaturen har blitt målt direkte gjennom innsmelting av termistorkablar. Termistorkablane vart installert i april 2012, og avlest ved fleire høve den påfølgande våren og sommaren. Vidare har den indre strukturen i ismassene blitt undersøkt ved bruk av ein georadar med senterfrekvens på 50 og 100 MHz. På Juvfonne vart radarundersøkinga gjennomført med snøscooter i april 2012, medan radardata frå Gråsubreen vart innhenta i september 2012. Temperaturtilhøva ved solen av Juvfonne har også blitt undersøkt gjennom bruk av ein 1-dimensjonal varmeleiingsmodell.

Resultata viser at Juvfonne inneheld kald is, og negative temperaturar ved overgangen mellom is og berggrunn tyder på at fonna er fastfrosen i bakken. Radargramma viser at fonna har ein todelt indre struktur, med både glasial og nival karakteristikk. Dei øvste laga er nær parallelle med overflata slik den er i dag, medan den eldre isen viser teikn til deformasjon og dannar ein inkonformitet med overflatelaga. Gråsubreen består av kald is underlagt av eit lag med temperert is i dei sentrale delane av breen, og kan dermed definerast som ein polytermal bre. Den tempererte isen er truleg restar etter eit temperert akkumulasjonsområde frå då breen hadde eit større isvolum.

Summary

Temperature regimes of Gråsubreen and Juvfonne were evaluated using various methods. The ice temperatures were measured in situ by three thermistors, which were installed in April 2012 and measured several times the following spring and summer. A low frequency georadar was used to map the internal structure and bed topography of the ice masses. The radar surveys were conducted in April and September 2012 at Juvfonne and Gråsubreen, respectively. A 1-dimensional model solving the heat equation was used to examine the temperature conditions at the bed of Juvfonne.

Results show that Juvfonne consists of cold ice. Negative temperatures at the ice-bedrock interface suggest that the ice patch is frozen to its bed. The radargrams reveal an internal structure with both glacial and nival characteristics. The surface layers are near parallel with today's surface, while the deeper layers have been deformed and form a distinct angular unconformity with the surface layers. Results from Gråsubreen indicate that the glacier consists of cold ice underlain by a zone of temperate ice in the central parts. Hence, the glacier can be defined as polythermal. The temperate ice is most likely a remnant of a temperate accumulation area from when the glacier had a greater ice volume.

Forord

Som masterstudent ved Institutt for geofag har eg i løpet av det siste året fullført graden ved å skrive masteroppgåve innanfor glasiologi. Arbeidet med oppgåva starta for alvor med feltarbeid i april 2012, då eg for første gang tok turen til Gråsubreen og Juvfonne i Jotunheimen. I løpet av våren og sommaren vart det fleire flotte ski- og fotturar dit for å samle inn data, før feltarbeidet vart avslutta ei helg i september 2012. Undervegs i feltsesongen har eg fleire gongar tenkt med meg sjølv kor heldig eg er som geografistudent, som har dette fantastiske landskapet som studieobjekt!

Sjølvsagt har det også vore tyngre (og kaldare) stunder, som eg heldigvis ikkje har opplevd åleine. Derfor vil eg gjerne rette ein stor takk til alle mine gode hjelparar: tusen takk til Trond og Jon Ove for sporty innstilling til skigåing, bæring og boring når scooteren ikkje ville samarbeide lenger. Tusen takk til mamma og pappa som fleire gongar har tatt turen over Strynefjellet for å vere med på Bretur, takk også for korrekturlesing og alt engasjement. Eg vil takke spesielt for all hjelp under den siste turen (ekspedisjonen) då fleire kilo med radarutstyr vart sykla inn på Glitterheim, bore opp og slept over breen. Mamma, pappa og Solveig; eg er stolt av å ha ein så sprek og, ikkje minst, snill familie!

Vidare vil eg også takke rettleiarane mine, professor Jon Ove Hagen ved UiO og Rune Strand Ødegård frå Høgskulen på Gjøvik, for all hjelp og støtte undervegs i arbeidsprosessen. Takk til Liss Marie Andreassen og NVE for god bakgrunnskunnskap og geografisk data om Gråsubreen. Og sist, men ikkje minst, takk til rom 219 på ZEB for godt studiemiljø!

God lesing,

Ingvild Sørdal

Blindern, 30.05.13

”Eg er som vel du Veit, ein Fjellets mann
og derfor dreg til Fjells, so tidt eg kann,
at friska meg paa Fly og bratte Bryn
og sjaa ikring meg alle store Syn”

Aasmund Olavsson Vinje

Innhold

1	Introduksjon.....	1
1.1	Motivasjon for oppgåva	1
1.2	Problemstilling.....	2
1.3	Tidlegare arbeid	2
1.3.1	Juvfonne.....	2
1.3.2	Gråsubreen	3
1.3.3	Georadar som metode	3
2	Områdeskildring.....	4
2.1.	Geografisk lokalisering.....	4
2.1.1	Studieeksempel.....	5
2.2	Klima	6
2.3	Permafrost.....	8
2.3.1	Permafrost og glasiologi i Jotunheimen.....	8
2.4	Geomorfologi.....	9
3	Teori	10
3.1	Klassifisering av brear	10
3.2	Varmekjelder	13
3.2.1	Energitilførsel gjennom overflata	13
3.2.2	Friksjon.....	13
3.2.3	Geotermisk varmestraum	14
3.2.4	Refrysing av smeltevatn.....	14
3.3	Varmeoverføring i brear.....	15
3.3.1	Varmeleiing	15
3.3.2	Adveksjon	15
3.3.3	Varmetransport gjennom strøyming av vatn	17
3.4	Temperaturtilhøve, brerørsle og bredynamikk	18
3.4.1	Kalde brear – låg aktivitet?	19
3.5	Isfonner.....	21
3.6	Temperaturtilhøve i bakken	22
3.6.1	Snø som isolator	22

3.6.2	Vegetasjon	23
3.6.3	Overflateforhold	23
3.6.4	Permafrost.....	24
4	Metode	25
4.1	Direkte målingar av istemperatur	25
4.1.1	Bruk av termistorar	25
4.1.2	Feltarbeid	27
4.1.3	Omrekning til temperatur.....	29
4.1.4	Usikkerheit	29
4.2	Radarundersøkingar	30
4.2.1	Fysiske parametrar og elektriske eigenskapar	30
4.2.2	Radarbølgjehastigheit	31
4.2.3	Energitap	32
4.2.4	Radarsystem.....	32
4.2.5	Bølgjefrekvens og oppløysing; eit kompromiss	32
4.2.6	Indre refleksjonshorisontar	33
4.2.7	Feltarbeid/Innsamling av data	34
4.2.8	Databehandling.....	35
4.3	Modellering av istemperaturar	37
4.3.1	Data	37
4.3.2	Ulike scenario.....	38
4.3.3	Føresetnader	38
5	Resultat.....	40
5.1	Temperaturmålingar	40
5.2	Radargram Gråsubreen	46
5.3	Bredjupne Gråsubreen	49
5.4	Radargram Juvfonne	50
5.5	Modellerte temperaturar Juvfonne	51
6	Diskusjon	54
6.1	Istemperaturar	54
6.1.1	Overflatelag med sesongvariasjonar.....	54
6.1.2	Stabile istemperaturar – ein refleksjon av den gjennomsnittlege lufttemperaturen på overflata?	55

6.1.3	Vurdering av klimatiske og glasiologiske faktorar som styrer istemperaturen	56
6.1.4	Temperaturprofil.....	58
6.2	Radardata	59
6.2.1	Gråsubreen	59
6.2.2	Juvfonne.....	64
6.3	Modellerte temperaturlilhøve i Juvfonne	66
6.4	Ei vurdering av temperaturlilhøva i Gråsubreen	68
6.5	Juvfonne – Ei totalvurdering av ismassen.....	71
7	Konklusjon	73
8	Framtidig arbeid	74
	Litteraturliste	76
	Vedlegg.....	82

1 Introduksjon

1.1 Motivasjon for oppgåva

I høgareliggande fjellområde i Noreg er det fleire stader påvist permafrost (t.d. Isaksen et al., 2002; Ødegard et al., 1992). I desse områda er det derfor også grunn til å tru at temperaturlilhøva i eventuelle brear er påverka av frosttilhøva i bakken. Slike tilhøve kjenner ein godt til på Svalbard, der det er gjennomført fleire studie på nettopp dette. Gjennom denne masteroppgåva vil ein tileigne ny kunnskap om nokre brear som ligg i permafrostområde på fastlands-Noreg; Kor vidt liknar dei på "Svalbard-brear"? Inneheld breane kald is, er dei polytermale?

Det har lenge vore kjent at temperaturlilhøva i ein ismasse, og då spesielt temperaturlilhøva langs bresolen, har stor betydning for kva rolle breen/fonna har i landskapsutviklinga. Temperaturlilhøva avgjer langt på veg erosjonspotensialet til breen, då temperaturlilhøva i stor grad er avgjerande for fleire glasiologiske prosessar (t.d. Cuffey og Paterson, 2010). For landskapsutviklinga i Noreg har isbrear spelt ei svært viktig rolle, noko dei truleg også vil gjere i framtida. Kor vidt kalde brear og isfonner tek del i denne landskapsutviklinga har vore diskutert tidlegare. Til dømes har fordelinga av glasiale land- og avsetjingsformer etter den siste istida vore sett i samanheng med utbreiinga av kald is gjennom Weichsel (t.d. Sollid og Sørbel, 1988, 1994).

Vidare har det vore forholdsvis lite forskning på isfonner både nasjonalt og internasjonalt. På bakgrunn av fleire arkeologiske funn i og ved isfonner i høgfjellet dei seinare åra, har det vore meir aktivitet knytt til dette emnet og fleire tverrfaglege prosjekt har starta opp (Callanan, 2012; Nesje et al., 2012).

Studieeksempla, Gråsubreen og Juvfonne, er valt først og fremst sidan dei ligg i permafrostsona. Kor vidt ismassene består av kald is, er fastfrosen i solen og underlagt av permafrost, er representativt for liknande ismasser i permafrostområde i Sør-Noreg. Vidare er det venta at ismassene også har ulike eigenskapar; som namnet tilseier er Juvfonne ei fonn, medan Gråsubreen er ein isbre.

1.2 Problemstilling

Med denne motivasjonen som bakgrunn er problemstillinga for denne oppgåva formulert i følgjande spørsmål:

1. Finn ein polytermale brear i høgareliggande område på fastlands-Noreg?
2. Kva likskapar og skilnadar har isfonner og brear som er dominert av kald is?

1.3 Tidlegare arbeid

1.3.1 Juvfonne

Ved Juvflye har det over ei lengre periode vore forska på permafrost. Ei geomorfologisk kartlegging av området vart gjennomført på 80-tallet (Ødegård et al., 1987). Mellom anna vart fleire område med sorterte former og iskjernemorenar påvist; landformer assosiert med permafrosttilhøve. Permafrostforskinga ved Juvflye har i dei siste åra vore ein del av to større prosjekt, CRYOLINK og PACE, høvesvis finansiert av Forskingsrådet og EU. Institutt for geofag ved Universitetet i Oslo (UiO) har vore involvert i begge prosjekta, som har gjort det mogleg for forskarar å følgje utviklinga av permafrosten over tid (Farbrot et al., 2007; Farbrot et al., 2011; Hipp et al., 2012; Isaksen et al., 2002; Isaksen et al., 2011).

Vidare har Juvfonne vore hovudfokus i samarbeidsprosjektet Klimapark 2469 som knyt fagfelte glasiologi, permafrost, meteorologi, hydrologi og arkeologi saman. Fleire arkeologiske funn i og rundt Juvfonne har sett fokus på fonna si evne til å bevare organisk materiale, hennar glasiologiske eigenskapar og historiske utvikling. Datering av organiske lag har avslørt at isen i Juvfonne held ein svært høg alder. Sidan 2010 har Noregs vassdrags- og energidirektorat (NVE) utført massebalansemålingar på Juvfonne som ein del av samarbeidsprosjektet. I tilknytning til Klimapark 2469 har det også vore gjort målingar av istemperaturar i fonna og radarundersøkingar av den indre strukturen og botntopografien (Nesje et al., 2012).

1.3.2 Gråsubreen

Sommaren 1963 vart det i samband med ei hovudfagsoppgåve ved UiO gjennomført ein glasial-meteorologisk studie av Gråsubreen. Studien fokuserte på faktorane som avgjer overflatesmelting på breen; innkomande stråling og overflatas albedo, samt turbulente fluksar. Resultatet viste at innkomande stråling utgjer nesten 100 % av smeltinga tidleg på sommarsesongen og vert redusert til om lag 40 % mot slutten. Dei turbulente fluksane aukar dermed sin innverknad gjennom smeltesesongen (Klemsdal, 1968).

Vidare har ein sidan 1962 også følgd volumutviklinga på Gråsubreen gjennom årlege massebalansemålingar (Andreassen et al., 2011). På 1960-talet vart også den store iskjernemorenen i tilknytning til breen undersøkt nærmare, og ved graving i morenen vart det påvist ei kjerne av is. Krystallografiske testar av isen viser at den ikkje er vanleg breis, men at den truleg har blitt danna av snø in situ (Østrem, 1964).

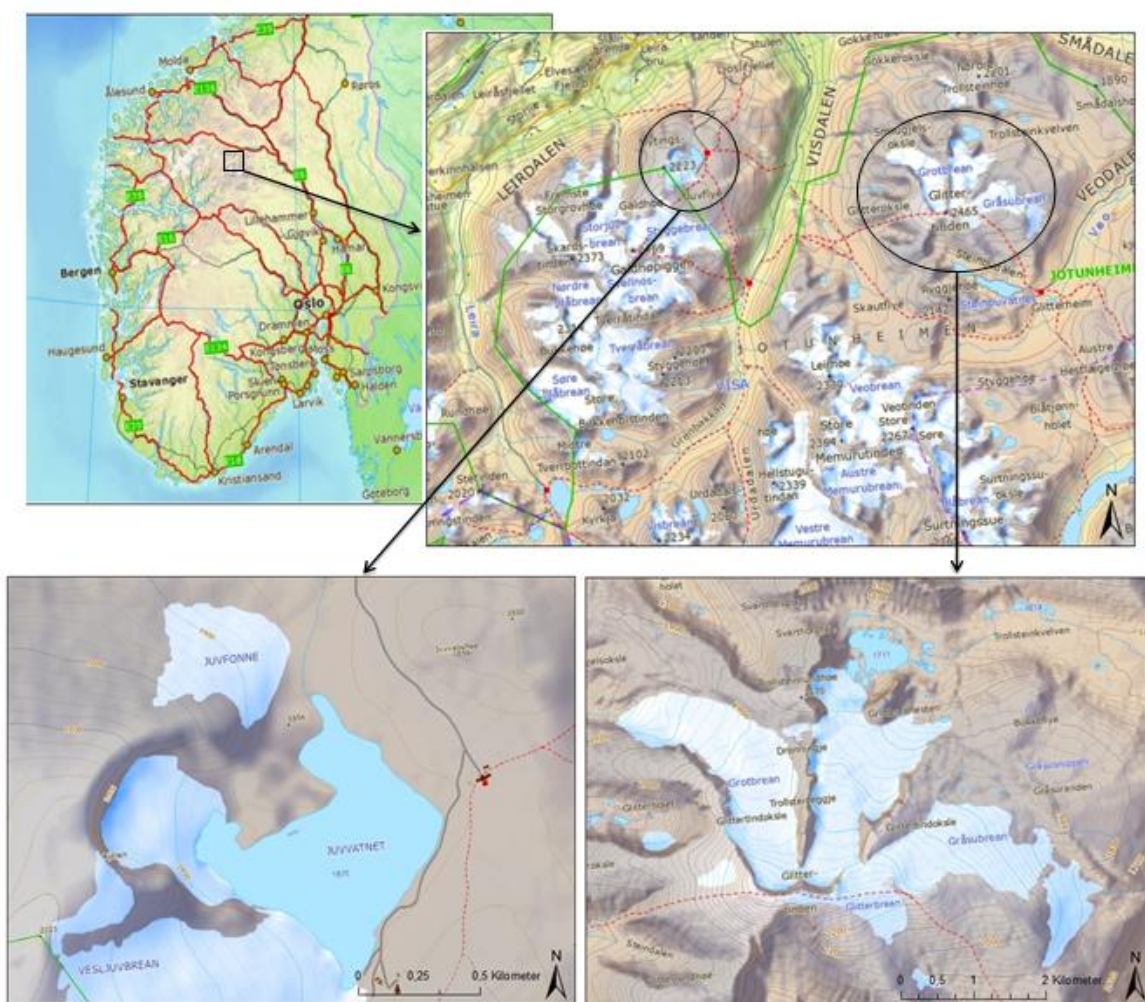
1.3.3 Georadar som metode

Radarbølgjer har gjennom fleire tiår blitt brukt for å kartlegge isbrear og -kapper. Metoden har fortløpande utvikla seg sidan dei første undersøkingane på 1960-talet. Til dømes vart det på 1970- og 80-talet gjennomført radarundersøkingar på fleire brear på Svalbard (t.d. Bamber, 1987; Dowdeswell et al., 1984; Macheret og Zhuravlev, 1982). Lenge var det stor diskusjon rundt tolkinga av dei registrerte refleksjonshorisontane. Dowdeswell et al. (1984) rapporterte ei bredjupne opp til 2-3 gongar større enn resultatet frå Macheret og Zhuravlev (1982). Seinare viste det seg at ein indre refleksjonshorisont feilaktig var tolka som botnreflektoren i den sovjetiske undersøkinga. Vidare forskning slo fast at vassfylte holrom i temperert is vil reflektere store mengder bølgeenergi til breoverflata og den indre refleksjonshorisonten vart etter dette tolka som overgangen mellom kald og temperert is (Bamber, 1988). Det er vidare kjent at lågfrekvensbølgjer vil penetrere både kald og temperert is, og at ein dermed bør velje eit slikt system til kartlegging av polytermale brear (t.d. Björnsson et al., 1996; Watts og England, 1976; Ødegård et al., 1992).

2 Områdeskildring

2.1. Geografisk lokalisering

Jotunheimen er eit fjellmassiv i det sentrale Sør-Noreg, avgrensa av Gudbrandsdalen i aust, Valdres i sør, Sogn i vest og Ottadalen i nord. Området er prega av eit alpint fjellandskap med tindar, botnar og dalar. Landskapet er mellom anna forma av brear og elvar, og moderne brear fyller i dag ei rekkje av botnane og dalane i Jotunheimen.



Figur 2.1. Studieområda i Jotunheimen, Sør-Noreg (bakgrunnskart er henta frå Statens Kartverk si netteneste (Kartverket, 2013)).

2.1.1 Studieeksempel

Juvfonne (61°40'N, 8°21'E) er ei isfonn ved Juvflye sentralt i fjellområdet Jotunheimen, sjå figur 2.1 og 2.2. Isfonna er om lag 0,15 km² stor, vender mot nordaust og strekker seg frå 1839-1993 m.o.h. (Andreassen et al., 2011). I området kring Juvfonne ligg også fleire brear, som til dømes Vesljuvbreen, Kjelbreen og ved foten av Galdhøpiggen ligg Styggebreen.



Figur 2.2. Juvfonne, til høgre i biletet, sett frå aust. Vidare ser ein Kjelbreen med den store iskjernemorenen midt i biletet og Vesljuvbreen til venstre (foto: Sørdal, 2012b).

Gråsubreen (61°39'N, 8°37'E) er ein liten isbre lokalisert nordaust for Glittertind-massivet aust i Jotunheimen, figur 2.1 og 2.3. Breen har eit areal på om lag 2,12 km² og strekker seg frå 1833-2283 m.o.h. (Andreassen et al., 2011). Gråsubreen har ei nordaustleg-austleg eksponering. I vest knyt eit brefall Gråsubreen saman med dei noko større Grotbreane. Saman med Glitterbreen dekkjer desse fire breane store delar av Glittertind-massivet.

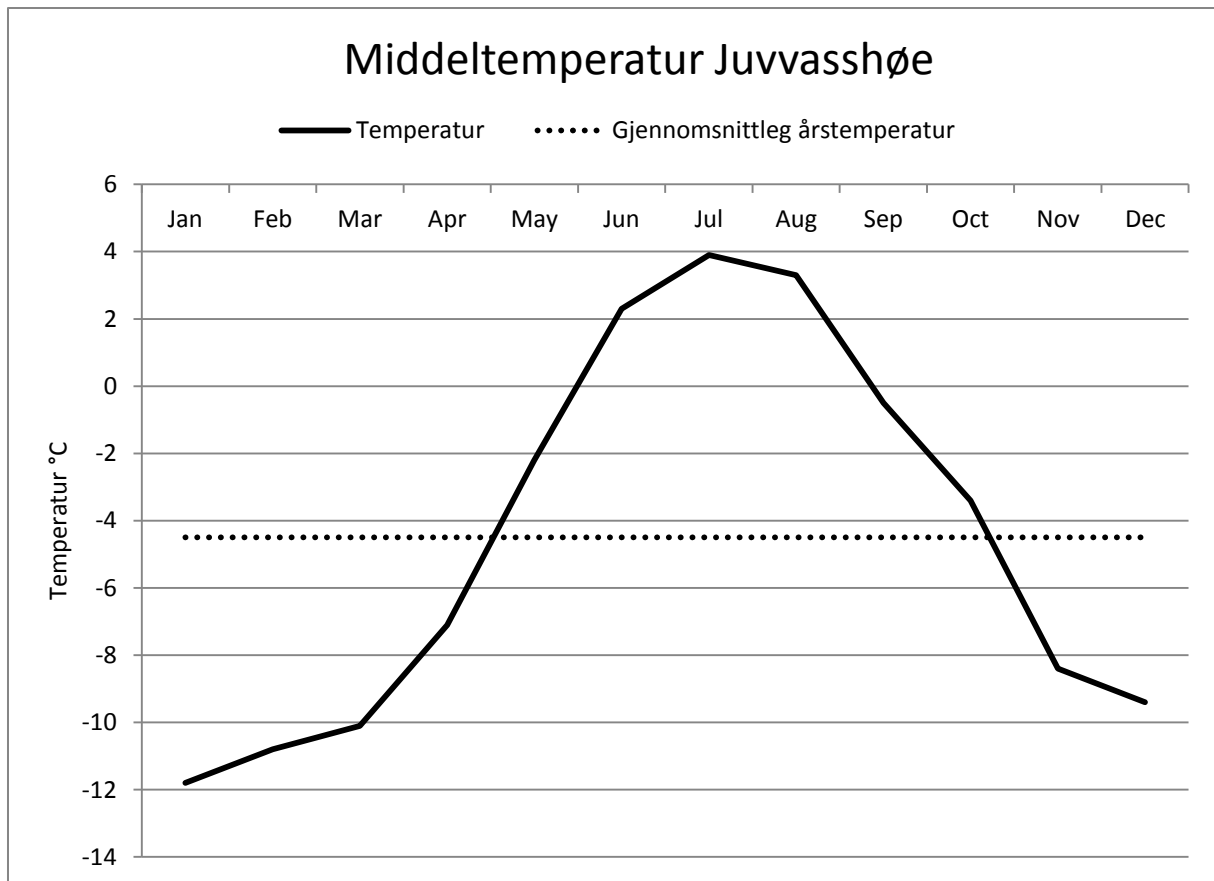


Figur 2.3. Gråsubreen sett frå Veodalen. I forgrunnen av breen kan Gråsuranden skimtast, medan Glittertinden ruvar over breen med sine 2465 m.o.h. (foto: Sørdal, 2012b).

2.2 Klima

Jotunheimen er eit fjellområde som er karakterisert av store gradientar innanfor både temperatur og nedbør. Lengst i vest dominerer eit maritimt klima med fuktig, mild luft og mykje nedbør. Aust i Jotunheimen er klimaet meir kontinentalt med større svingingar i lufttemperatur og mindre nedbør (Nordli, 2000).

Meteorologisk institutt har sidan september 1999 drifta ein vêrstasjon på Juvvasshøe, nord i Jotunheimen. For normalperioden 1961-90 har stasjonen ein estimert årleg middeltemperatur på $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, sjå figur 2.4 (eKlima, 2013). Følgjer ein tradisjonelle definisjonar av klimasoner høyrer området til klassen polart klima, med ein middeltemperatur på under $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ gjennom heile året (Kottek et al., 2006).



Figur 2.4. Gjennomsnittleg lufttemperatur for normalperioden 1961-90; månad (heiltrukken linje) og årleg (stipla), frå vêrstasjonen på Juvvasshøe (eKlima, 2013).

Når det gjeld nedbør er Jotunheimen ein del av Langfjella som dannar hovudvasskiljet mellom vest og aust i Sør-Noreg, og det fell vesentleg meir nedbør vest for Jotunheimen enn aust for fjellområdet. Det meste av nedbøren kjem inn med lågtrykk over Atlanterhavet og fell som orografisk nedbør i det luftmassane blir tvungne til å stige for å passere Jotunheimen (Nordli, 2000). Den dominerande vindretninga er frå vest og sørvest (Isaksen et al., 2002), medan gjennomsnittleg årleg nedbørsmengde er estimert til å ligge ein stad mellom 1000-1500 mm for normalperioden 1971-2000 (SeNorge, 2013).

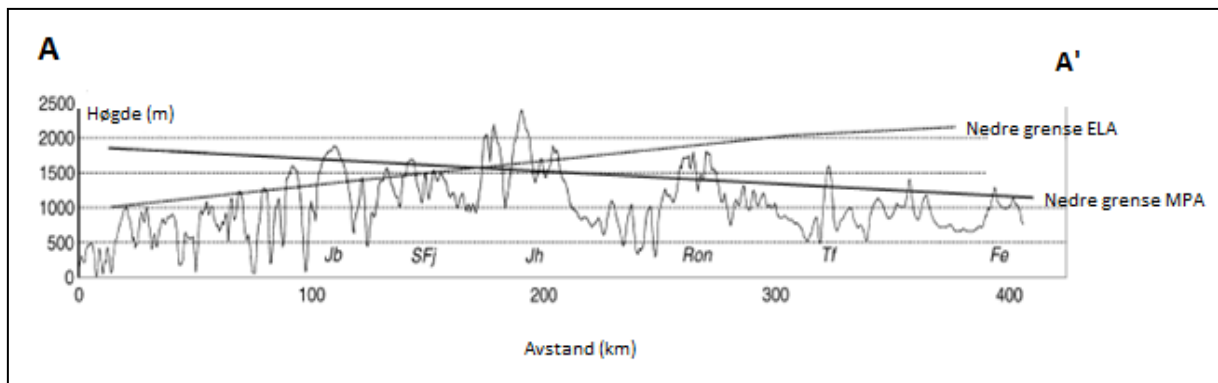
2.3 Permafrost

Dei seinare åra har det vore stor forskingsaktivitet knytt til utbreiinga av alpin permafrost i Sør-Noreg. Ved Juvflye i Jotunheimen finn ein fleire borehol ved forskjellig høgde og i ulikt terreng. Temperaturmålingar frå termistorar på ulik djupne i borehola har gitt god kunnskap om utbreiinga av permafrost i området (t.d. Isaksen et al., 2002; Isaksen et al., 2011; Ødegard et al., 1992; Ødegård et al., 1996). Den lågare permafrostgrensa i området finn ein på om lag 1450 m.o.h. (Ødegard et al., 1992). Vidare har ein ved det høgstliggande boreholet, på Juvvasshøe 1850 m.o.h., vurdert permafrosten til å vere om lag 380 meter tjukk (Isaksen et al., 2001).

2.3.1 Permafrost og glasiologi i Jotunheimen

Som nemnt over finn ein store gradientar i temperatur og nedbør innanfor Jotunheimen. Klimaet blir meir kontinentalt mot aust, noko som også har følgjer for den lågare grensa for permafrost i Jotunheimen som fjellområde og vidare i landsdelen Sør-Noreg.

Figur 2.5 viser eit tverrsnitt av Sør-Noreg frå vest (A) til aust (A'). Både den lågare grensa for permafrost (MPA) og glasiasjonsgrensa (ELA) er teikna inn i diagrammet. Den lågare grensa for permafrost aukar i høgde mot vest og minkar mot aust, medan glasiasjonsgrensa følgjer motsett utvikling og aukar i høgde mot aust og minkar mot vest. I skjeringspunktet mellom dei to linjene ligg Jotunheimen. Følgjeleg har dette området eit samspel mellom permafrost og brear som er unikt på fastlands-Noreg (Etzelmüller et al., 2003; Etzelmüller og Hagen, 2005). Temperaturtilhøva i undergrunnen kan ha stor verknad på korleis brear oppfører seg, og for dei utvalde studieeksempla, Juvfonne og Gråsubreen, som begge ligg i permafrostsona, er samspelet mellom permafrost og glasiologi eit viktig moment.



Figur 2.5. Gradientar i glasiasjonsgrense (ELA) og alpin permafrost (MPA) i Sør-Noreg. A representerer vestkysten av Sør-Noreg, medan A' representerer grensa til Sverige aust i landet. Diagrammet er basert på resultat av regional modellering av permafrostutbreiing. Modellen brukar gjennomsnittleg årleg lufttemperatur som input og er validert mot målingar av botntemperatur av vintersnødekket (BTS) og resistivitetsmålingar i Sør-Noreg (etter Etzelmüller et al., 2003).

2.4 Geomorfologi

I områda rundt Juvfonne og Gråsubreen er overflata prega av blokkmark. Ved Juvfonne er det kartlagt fleire sorterte former i overflata; landformer som er assosierte med permafrost (Ødegård et al., 1987).

Vidare er iskjernemorenar kartlagt i nærleiken av begge breane (t.d. Lilleoren og Etzelmüller, 2011; Ødegård et al., 1987; Østrem, 1964). Sør for Juvfonne ligg Kjelbreen med ein stor iskjernemorene framføre seg. Morenen dannar eit nes og går delvis ut i Juvvatnet. Ved Gråsubreen vart det på 1960-talet gjort fleire undersøkingar av den store morenen Gråsuranden. Gjennom graving i ulike punkt vart det slått fast at morenen inneheld ei kjerne av is. Ifølgje krystallografiske prøver er ikkje isen vanleg breis; den må vere danna av snø in situ, som sidan har blitt dekkja av morenemateriale. Morenedekket på overflata er mellom 0,5-2 meter tjukt (Østrem, 1964).

3 Teori

3.1 Klassifisering av brear

I glasiologien klassifiserer ein normalt brear utifrå 1) fysiske eigenskapar eller 2) form/morfologi. Med bakgrunn i problemstillinga er det i denne samanhengen naturleg å bruke klasser som er inndelte etter fysiske eigenskapar. Med fysiske eigenskapar meiner ein i all hovudsak istemperatur (Nesje, 2012). Temperaturtilhøva er nært knytt til bredynamikk og andre glasiologiske prosessar (Cuffey og Paterson, 2010), noko som gjer det rimeleg å basere klasseinndelinga på temperaturtilhøva i breen.

Ein skil mellom tre ulike bretypar; *tempererte*, *kalde* og *polytermale* brear. Definisjonane av dei ulike klassene er baserte på kor vidt breane inneheld is som er ved eller under trykksmeltepunktet. Ved atmosfæriske trykktilhøve smeltar is som kjent ved 0 °C. Aukar trykket blir derimot smeltepunktet for is lågare, nærare bestemt ved raten 0,072 °C per million Pascal (MPa). Det bør nemnast at smeltepunktet til is i tillegg er påverka av saltinnhald og andre ureinskapar i isen (Benn og Evans, 2010).

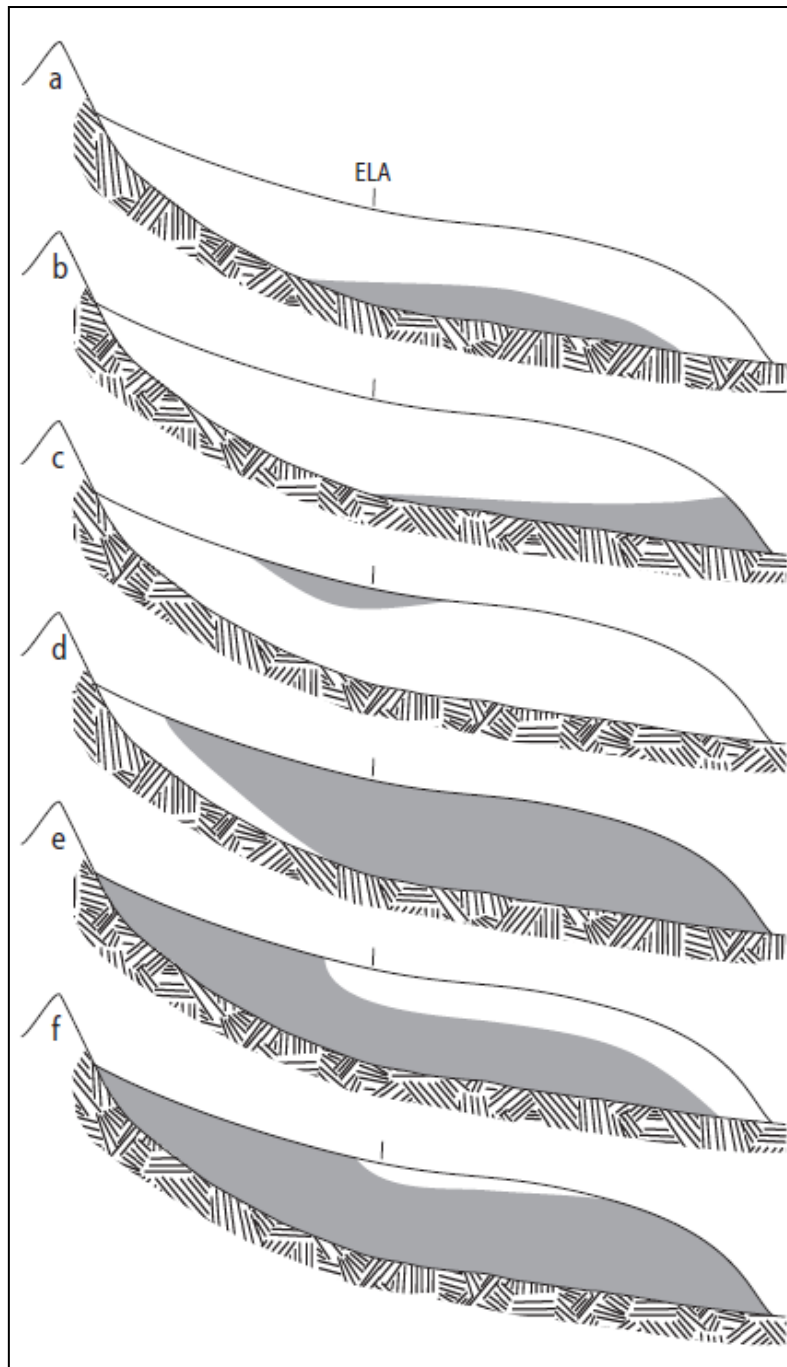
Definisjonen av dei ulike bretypeane er henta frå *Glossary of glaciological and related terms*, utarbeidd av *The International Association of Cryospheric Sciences* og utgitt av UNESCO (Cogley et al., 2011):

- *Tempererte* brear inneheld temperert is; det vil seie is som er ved trykksmeltepunktet. Eit overflatelag der årlege variasjonar i temperaturtilhøva førekjem.
- *Kalde* brear inneheld kald is; det vil seie is som er under trykksmeltepunktet. På same måte som i tempererte brear kan det også i kalde brear vere eit overflatelag der årlege variasjonar i temperaturtilhøva førekjem.
- *Polytermale* brear inneheld både kald og temperert is, og det fins ei rekkje forskjellige variantar av denne typen (figur 3.1.).

Temperaturtilhøva i ein bre er bestemte av fleire faktorar. For det første spelar dei klimatiske forholda i området i ei stor rolle. Dei klimatiske settingane bestemmer energibalansen på breoverflata og er dermed svært viktige for å avgjere overflatetemperaturen. I område der energitilførselen gjennom overflata er låg, er mekanisk energi frå deformasjon av isen og refrysing av smeltevatn viktige varmekjelder. Vidare vil den geotermiske varmekraften og friksjonsvarme frå isens rørsle over terrenget, vere viktige for temperaturtilhøva nærme bresolen. Overføring av varme i isens indre skjer gjennom varmeleiing, strøyming av vatn og isrørsle (Cuffey og Paterson, 2010).

Samla sett er temperaturen i eit gitt punkt i breen avhengig av overflatetemperaturen ved isdanning, energitilførsel frå latente varmekraftar, friksjonsvarme under innarbeidinga og transporten gjennom breen, samt eventuelle energitap som skuldast varmeleiing mot kaldare område i breen (Benn og Evans, 2010).

I den komande delen vil dei ulike medverkande faktorene som til saman avgjer temperaturtilhøva i ein bre, bli nærare omtalt.



Figur 3.1. Variantar av polytermale brear med temperert is i grått og kald is i kvitt, ELA = likevektslinja. Ein finn ulike typar polytermale brear i ulike regionar avhengig av det rådande klimaet og breens geometri og utbreiing. Type a) og b) høyrer heime i kalde klima der det førekjem lite smelting på overflata. All is er kald ved danning, men kan nå trykksmeltepunktet i breens indre. Type c) er dominert av kald is med unntak av ei sone omkring likevektslinja. Her blir isen varma opp på grunn av refrysing av smeltevatn. Type d) er dominert av temperert is, danna ved refrysing av smeltevatn, og kald is er avgrensa til høgareliggande område på breen. I type e) blir temperert is danna i akkumulasjonsområdet, medan låge vintertemperaturar og lite smelting sørgjer for eit overflatelag med kald is i ablasjonsområdet. Type f) har same opphav som type e) men med ei høgare ablasjonsrate slik at det kalde overflatelaget nesten smeltar vekk i løpet av smeltesesongen (figur etter Benn og Evans, 2010; Pettersson, 2004).

3.2 Varmekjelder

3.2.1 Energitilførsel gjennom overflata

Energitilførsel gjennom breoverflata vil avgjere temperaturen i dei øvste laga i breen. Tilførselen av energi skjer gjennom faktorane i energibalansen, sjå likning 3.1. Faktorane inkluderer strålingsbalansen; innkomande (\downarrow)/utgåande (\uparrow) kortbølgja (E_K) og langbølgja (E_L) stråling, turbulente varmekfluksar (latent (E_H) og følbar (E_F) varme) og energitilførsel via regn (E_R). Er energibalansen positiv vil nettoenergien (E_N) bli brukt til oppvarming eller, dersom isen allereie held 0 °C, til smelting (Cuffey og Paterson, 2010).

$$E_N = E_K^\downarrow + E_K^\uparrow + E_L^\downarrow + E_L^\uparrow + E_H + E_F + E_R \quad (3.1)$$

Det er gjennom dei ulike faktorane i energibalansen det lokale klimaet kjem til uttrykk i temperaturtilhøva i breen. I eit maritimt klima der milde, fuktige luftmassar er normalen vil dei turbulente fluksane vere svært viktig i energibalansen. På den andre sida vil strålingsbalansen vere avgjerande for brear i eit meir kontinentalt klima (Nesje, 2012).

3.2.2 Friksjon

Mekanisk energi i form av friksjon er ei viktig varmekjelde som vil påverke temperaturfordelinga i breen. Friksjon førekjem mellom iskrystallar i det isen deformerast, ved gliding langs bresolen og gjennom deformasjon av subglasiale sediment (Benn og Evans, 2010).

Deformasjon skjer dersom eit materialet blir utsett for tilstrekkelig stress. Is er eit inkompressibelt materiale. Dette inneberer at ein kube is ved samanpressing vil endre form, medan volumet vil vere konstant. I breens indre blir is deformert. Det fysiske arbeidet som utfører denne formendinga blir omgjort til varme. Deformasjonsraten er mellom anna avhengig av mengda anvendt stress, isens temperatur og viskositet (Cuffey og Paterson, 2010), noko som vil bli vidare omtalt i del 3.3.

Friksjon mellom solen og breen når isen glir over underlaget blir omgjort til varmeenergi og er med det ei viktig varmekjelde i områda nærme bresolen. Ein eventuell friksjon i deformerbare subglasiale sediment kan også skape varme langs

bresolen. Denne varmen kan leiast frå solen og oppover i isen, medan smelting berre vil skje langs bresolen (Benn og Evans, 2010).

3.2.3 Geotermisk varmestraum

Geotermisk varme kjem av nedbryting av ustabile radioaktive isotopar i jordas indre. Varmestraumen i eit punkt er avhengig av lokale, tektoniske forhold; desto meir aktive tektoniske område, desto større geotermisk varmestraum. Dersom varmekraften nedanfrå er større enn evna til å leie energi mot breoverflata, vil energitilførselen føre til ei temperatursenkning ved bresolen. Når isen så har nådd trykksmeltepunktet, vil overflødig energi bli brukt til å smelte is (Benn og Evans, 2010).

3.2.4 Refrysing av smeltevatn

Når vatn gjennomgår ein faseovergang, blir forholdsvis store mengder energi enten brukt eller frigjort. Denne energien blir kalla latent varme. I område på breen som er dekkja av snø, kan vatn i flytande form bevege seg i poreromma mellom snøkrystallane. Når vatnet møter område med negative temperaturar, vil det fryse og dermed frigjere latent varme. Denne energien blir brukt til oppvarming av kringliggande snø og is (Benn og Evans, 2010). Refrysing av 1 gram smeltevatn frigjer 334 Joule, noko som svarer til ei oppvarming av 160 gram snø med 1 °C (Cuffey og Paterson, 2010).

Spesielt for polytermale brear er refrysing av smeltevatn ein viktig prosess, både med tanke på oppvarming av overflatelaga og som bidrag til den totale akkumulasjonen av masse. På polytermale brear finn ein ofte ei sone med påfrosen is i nedre del av akkumulasjonsområdet (Benn og Evans, 2010). På Gråsubreen utgjer påfrosen is opp til 8 % av nettoakkumulasjon. Sona med påfrosen is finn ein i sentrale delar av Gråsubreen der snøen er utsett for vinderosjon og lett bles bort (NVE, 2009).

3.3 Varmeoverføring i brear

3.3.1 Varmeleiing

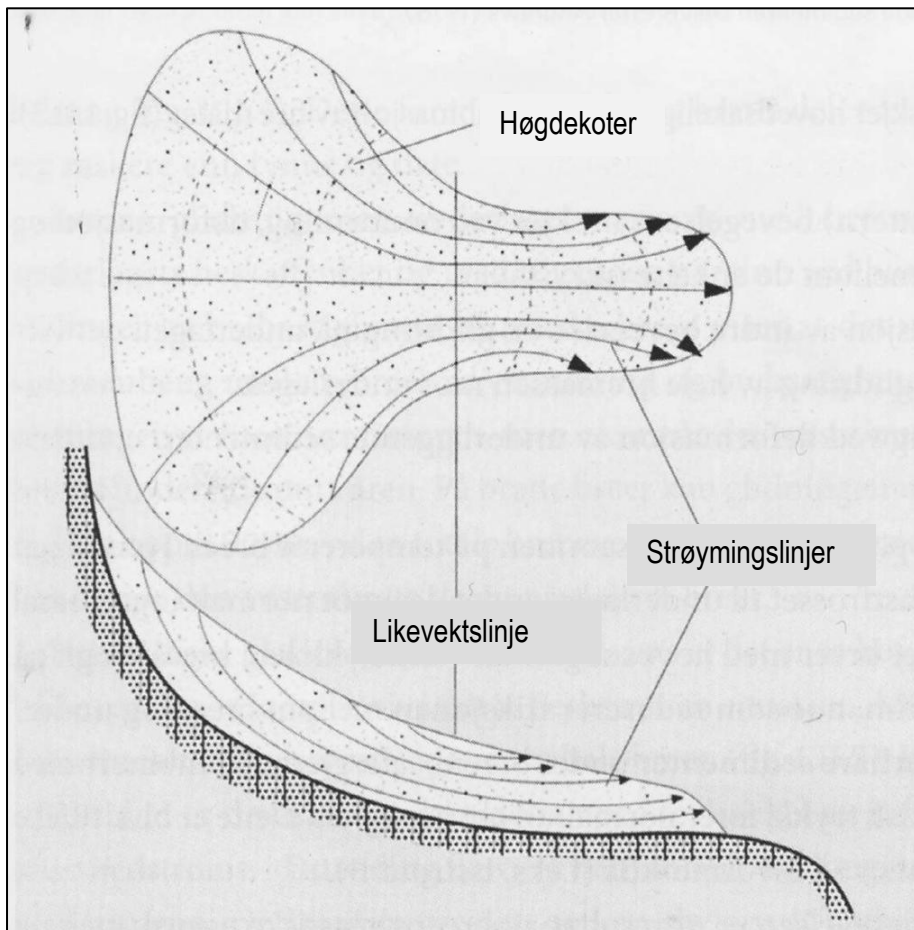
Termisk energi blir overført i breen gjennom varmeleiing. Energi blir leidd frå varmare til kaldare områder i breen langs den brattaste temperaturgradienten. Kor effektiv denne varmeleiinga er, kjem an på den termale konduktiviteten, k , til materialet. Dette er ein fysisk eigenskap, eit mål på kor godt eit gitt materiale leier varme. For is er $k = 2.22 \text{ W/mK}$ ved 0°C . Ved lågare temperaturar er konduktiviteten til is høgare.

Den termiske konduktiviteten til snø er mykje lågare enn konduktiviteten til is. Dette kjem av at snø inneheld luft som har ein dårleg evne til å leie varme. Vidare er konduktiviteten svært avhengig av tettleiken til snøen.

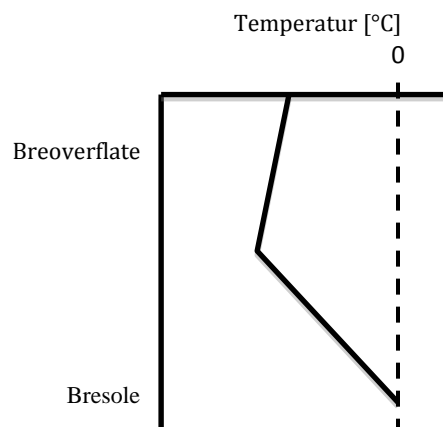
Kor djupt vintertemperaturar trengjer ned i isen, er dermed svært avhengig av snødjupne og -tettleik, og djupna på den "kalde bølga" er minst der akkumulasjonen av snø er størst. Prinsippet er det same for varme temperaturar, men sidan temperaturen på isoverflata ikkje kan overskride 0°C , er dei moglege temperaturgradientane noko reduserte og prosessen vil dermed vere mindre effektiv for varme temperaturar (Benn og Evans, 2010).

3.3.2 Adveksjon

Horisontal adveksjon kan ha stor påverknad på temperaturløva i ein isbre. Adveksjon er transport av varme som skjer gjennom isrørsle når is flyt frå høgareliggande til lågareliggande område eller frå sentrale til marginale delar på breen, figur 3.2. Temperaturen ved overflata vil normalt sett stige i same retning som isrørsla, sidan breisen flyt mot lågare høgder. Dermed vil breen transportere relativt kaldare is, med opphav frå større høgder, mot områder med høgare temperaturar. Vidare vil is på gradvis større djupne ha sitt opphav gradvis lenger oppstrøms, og dermed ha ein gradvis kaldare, opphavleg temperatur (Cuffey og Paterson, 2010).



Figur 3.2. Strøymingslinjer og høgdekoter (stipla) på ein isbre (Nesje, 2012).



Figur 3.3. Idealisert temperaturprofil. Horisontal adveksjon påverkar temperaturprofilet i sentrale delar, medan ved overflata og bresolen er temperaturen bestemt av høvesvis klima og geotermisk varme og friksjon (etter Cuffey og Paterson, 2010).

Transport av kaldare is mot varmare område vil ikkje endre overflatetemperaturen, som er bestemt av det lokale klimaet, men vil påverke temperaturprofilen i breens indre, figur 3.3. Den geotermiske fluksen og eventuell friksjon frå gliding, varmar opp bresolen. Effekten frå den horisontale adveksjonen vil dermed berre reflekterast i eit kaldt område i breens indre, og effekten vil vidare vere størst ved høg ishastigheit og stor helling på breoverflata. Desse føresetnadane skaper derimot også meir indre varme gjennom auka deformasjon og gliding. Indre varmekjelder motarbeider dermed effekten av nedkjøling frå horisontal adveksjon (Cuffey og Paterson, 2010).

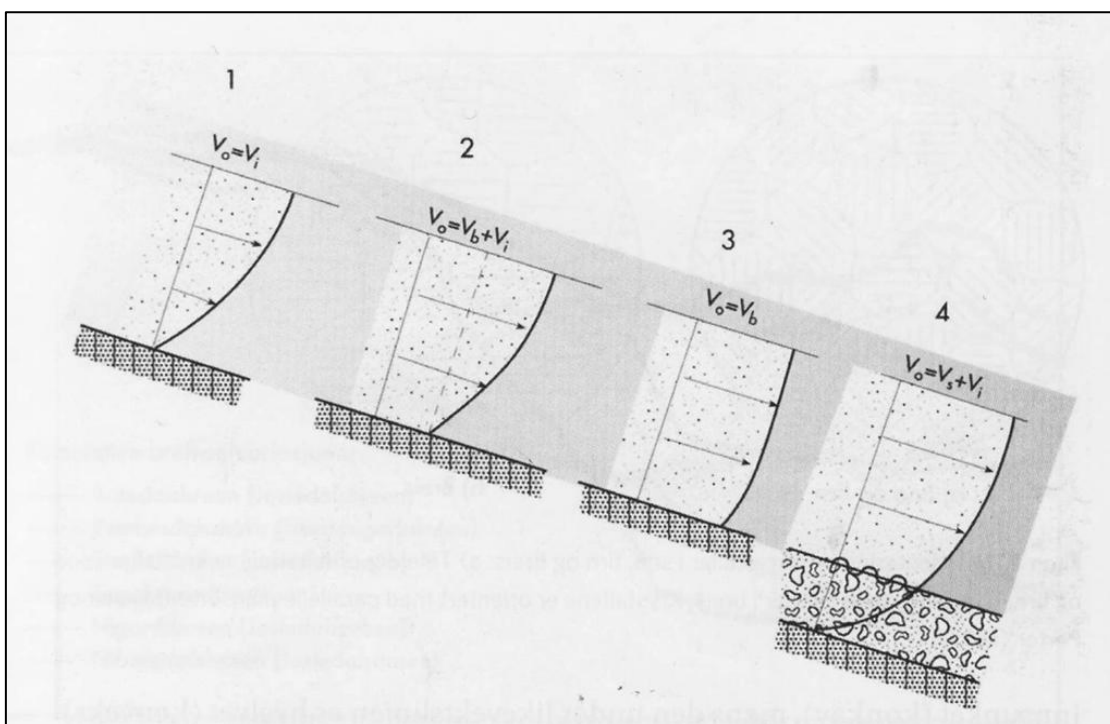
3.3.3 Varmetransport gjennom strøyming av vatn

I polytermale og tempererte brear skjer også overføring av varme gjennom vatn som strøymar i breen. Spesielt skjer denne overføringa via refrysing av smeltevatn og frigjering av latent varme som diskutert tidlegare. Dette skjer i område med snø. Is er eit impermeabelt materiale, det vil seie at vatn ikkje kan ta seg fram mellom iskrystallar slik det er mogleg mellom snøkrystallar. Vatn kan strøyme i eventuelle supra- eller englasiale sprekker og smeltekanalar, og vil på den måten varme opp temperaturen lokalt. Denne effekten er langt mindre enn effekten frå refrysing av vatn (Liestøl, 2000).

3.4 Temperaturtilhøve, brerørsle og bredynamikk

Ein isbre er definert som ei masse av is og snø i rørslе. Gravitasjon er den overordna årsaka til brerørsle. Dette inneberer at hellinga på breoverflata og underlaget er med på å avgjere kor raskt isflytinga skjer (Nesje, 2012). Den samla isflytinga er samansatt av tre ulike komponentar lista under. Sjå også figur 3.4.

- 1) Indre rørslе som skjer ved omforming, deformasjon og rørslе mellom iskrystallane.
- 2) Gliding langs underlaget (basal gliding).
- 3) Deformasjon av underliggende sediment.



Figur 3.4. Ulike typar brerørsle: 1) brerørsla skjer ved intern deformasjon, 2) brerørsla skjer ved indre deformasjon og basal gliding, 3) brerørsla skjer i hovudsak gjennom basal gliding og 4) brerørsla skjer som ein kombinasjon av intern deformasjon og deformasjon av underliggende sediment (Nesje, 2012).

Is utsett for stress vil deformerast enten i form av kryp eller brot. I glasiologien set ein kryp i samband med normal indre brerørsle, medan brot mellom anna kan knytast til kalving og glasiotektoniske rørsler. Iskryp er definert som deformasjon som skjer i eller mellom individuelle iskrystallar. Deformasjonen skjer enten ved gliding langs naturlege svakheitssoner relaterte til molekylstruktur, eller involverer rekrystallisering mellom

individuelle iskrystallar (Benn og Evans, 2010). Is utsett for stress endrar fysiske eigenskapar og oppfører seg som eit plastisk materiale, og den indre brerørsla er eit resultat av dei plastiske eigenskapane til breen (Benn og Evans, 2010; Cuffey og Paterson, 2010; Nesje, 2012).

Deformasjonshastigheita, $\dot{\epsilon}$, er gitt i Glen's flytelov (3.2):

$$\dot{\epsilon} = A\tau^n \quad (3.2)$$

A og n er faktorar som avgjer forholdet mellom skjærspenning og skjærstress. A er temperaturavhengig, medan n er ein empirisk bestemt faktor som varierer med type is; t.d. storleik og orientering på iskrystallane (som regel er $n=3$). τ er skjærspenninga langs bresolen og er gitt av $\tau = \rho gh \sin \alpha$. Her er ρ isens tettheit, g er tyngdeakselerasjonen, h er istjukkelsen og α er hellinga på terrenget.

Sidan A er temperaturavhengig, er deformasjonshastigheita forskjellig for ulike temperaturtilhøve. Desto høgare temperatur i isen, desto hurtigare skjer isdeformasjonen. Dette medfører at brerørsla i kald is er langsamare enn i temperert is. I tillegg til temperatur vil også storleiken på og orienteringa av iskrystallane og innhald av ureinskarar og vatn vere med på å avgjere deformasjonshastigheita. Desse faktorene er ikkje tatt omsyn til i Glens flytelov (Benn og Evans, 2010).

Brerørsle over underlaget er avhengig av temperaturtilhøva ved bresolen, underlaget sine eigenskapar og tilgang på vatn langs botnen. Er bresolen fastfrosen i underlaget, vil minimalt av brerørsla skje som basal gliding, og vidare vil deformasjon av frosne botnsediment vere svært liten (Nesje, 2012).

3.4.1 Kalde brear – låg aktivitet?

Som nemnt over, er deformasjonshastigheita avhengig av isen sin temperatur, og aukar med varmare temperaturar. Dette medfører at isen i kalde brear flyt langsamare enn isen i tempererte brear. For polytermale brear er ofte brerørsla meir komplisert, då slike brear består både av kald og temperert is. Brerørsle i form av gliding på underlaget vil kunne gå føre seg i dei tempererte delane av breen og her vil også den indre deformasjonen av is skje raskare enn i områda med kald is.

Generelt vil kalde brear ha lågare ishastigheit enn tempererte brear. I tillegg kan kalde brear vere underlagt av permafrost og botnen er frosen fast i solen. Ofte blir kalde brear omtala som lågaktivitetsbrear då dei har lågare ishastigheit, mindre gliding over underlaget og dermed mindre erosjonspotensiale enn tempererte brear. Vidare er dei ofte karakteriserte av få sprekker i overflata, noko som er eit klart teikn på låg ishastigheit (Etzelmüller et al., 2000).

3.5 Isfonner

Små brear, isfonner og snøfonner har mange likskapar. Likevel skil ein mellom dei ulike variantane. Isfonner skil seg frå snøfonner på grunn av stort innhald av is, og frå brear på grunn av mangelen på indre rørsle. Isfonner kan vidare klassifiserast etter opphav (Serrano et al., 2011):

1. Isfonner som har opphav i snøakkumulasjon og utvikling av firnområde.

Isen blir til gjennom kompaksjon. Den indre isstrukturen er dominert av horisontale, eller nærhorisontale lag, utan postglasial indre deformasjon. Denne typen isfonn, generert av snøakkumulasjon, er forløparen til små isbrear og vil endre karakteristikk dersom ismassen blir stadig tjukkare og indre deformasjon tar til.

2. Isfonner som har opphav i relikt breis eller død is.

Slike isfonner er restar etter gamle brear som har mista ismasse til punktet der isrørsla og den indre deformasjonen har opphøyr. Eit viktig poeng er at det er mangel på aktivitet, og ikkje storleik, som er avgjerande for å skilje mellom isfonner og brear. Isfonner med glasialt opphav har ein glasial indre struktur med folder og forkastingar, danna gjennom indre deformasjon under isfonna si glasiale fase.

3.6 Temperaturtilhøve i bakken

Temperaturtilhøva i undergrunnen er bestemt av energiutveksling mellom atmosfæren og bakkeoverflata, undergrunnens termiske eigenskapar og den geotermiske varmestraumen frå jordas indre. Temperaturen på bakkeoverflata vil variere som ein respons til endringar i energiutvekslinga. Kor djupt denne variasjonen forplantar seg nedover i bakken, er avhengig av undergrunnens termiske eigenskapar og storleiken på den geotermiske fluksen (Williams og Smith, 1989).

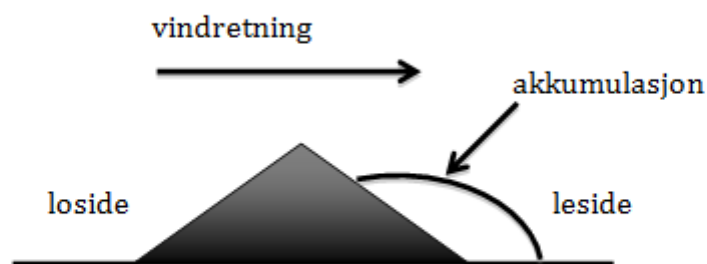
Temperaturen på bakkeoverflata er i det store biletet kontrollert av det regionale klimaet. Her spelar storskalafaktorar som breiddegrad, høgde over og avstand til havet inn. Likevel, sidan overflateforhold er svært variable og kan endre seg mykje over små avstandar, vil det vere mikroklimaet som avgjer temperaturen i eit gitt punkt på overflata (Williams og Smith, 1989).

Energiutvekslinga mellom bakkeoverflata og atmosfæren skjer i stor grad gjennom dei same faktorane som på breoverflata (sjå del 3.2.1 og likning 3.1). Vidare fungerer snø, vegetasjon og organisk materiale som ein buffer mellom atmosfæren og bakken.

3.6.1 Snø som isolator

Snø har låg termisk konduktivitet og isolerer bakken mot låge temperaturar og store temperatursvingingar. Sidan snø har gode isolerande eigenskapar, er tidspunktet for snøfall viktig med tanke på korleis temperaturtilhøva i bakken utviklar seg. Eit tidleg snøfall vil isolere bakken mot låge vintertemperaturar, medan eit seint snøfall vil tillate vintertemperaturar å penetrere bakken (Williams og Smith, 1989).

I alpine fjellområde er snødekket normalt svært variabelt. Vinderosjon og -transport av snø sørgjer for ei snøfordeling med utprega le- og losider, figur 3.5. Gjentek dette mønsteret seg over tid, kan det utvikle seg store skilnader i temperaturtilhøva i bakken over små avstandar (t.d. Farbrot et al., 2011; Isaksen et al., 2011).



Figur 3.5. Vinderosjon og -transport av snø sørgjer for at det utviklar seg lo- og lesider i kupert terreng.

3.6.2 Vegetasjon

Vegetasjon fungerer også som ein buffer mellom atmosfæren og bakken. Mellom anna skjermar vegetasjon bakken mot ein del innkomande stråling og vidare spelar vegetasjon ei avgjerande rolle for vassinnhaldet i bakken gjennom fordamping (Williams og Smith, 1989). Nokre typar vegetasjon er svært gunstig for utvikling og bevaring av permafrost. Torv er kjend for denne eigenskapen og er ofte relatert til område med sporadisk permafrost på lågare breiddegrader (t.d. Sollid og Sørbel, 1974).

3.6.3 Overflateforhold

Mikroklimaet er som nemnt over, svært avgjerande for temperaturen i eit gitt punkt på overflata. Overflata sin eksposisjon og helling vil vere avgjerande for kor mykje stråling som når punktet. Vidare styrer albedoen til overflata kor mykje av den innkomande strålinga som blir reflektert/absorbert. Desto lågare albedo, desto mindre reflektert stråling og desto meir absorbert energi (Williams og Smith, 1989).

Blokkmark er eit spesielt overflatefenomen som favoriserer låge bakketemperaturar. Sidan kald luft har større tettleik enn varm luft blir kald luft fanga i holromma mellom blokkene som utgjer overflata. Vidare stikk ofte dei store blokkene opp av snødekket vinterstid, og kan effektivt leie kalde temperaturar ned mot sjølve bakkeoverflata (Farbrot et al., 2011; Juliussen og Humlum, 2008).

3.6.4 Permafrost

I energiutvekslinga mellom atmosfæren og bakken kan ein registrere både årlege og daglege variasjonar. Kor djupt desse variasjonane forplantar seg, er avhengig av: 1) kor godt bakken leier varme, 2) dei termiske eigenskapane til materialet og 3) den geotermiske varmestraumen frå jordas indre (Williams og Smith, 1989).

Som eit resultat av dei diskuterte faktorane, opplever enkelte område sesongfrost eller meir stabile frosttilhøve i undergrunnen. Permafrost er definert som område i undergrunnen der temperaturen er under 0 °C eller lågare, samanhengande i to år eller meir (van Everdingen, ed. 1988 revidert mai 2005). Permafrost og frostprosessar er viktige for landskapsutviklinga i områda der dei er aktive. I område med permafrost vil eit overflatelag, kalla det aktive laget, tine i løpet av sommarsesongen.

Breis er i utgangspunktet ikkje definert som permafrost, trass i at den held ein temperatur under 0 °C. Vidare har forskning relatert til permafrost og glasiologi tradisjonelt vore delt i to separate fagfelt og -kretsar. Dei seinare åra har det vore ei aukande interesse for samspelet mellom permafrost og breprosessar. Mellom anna er temperaturen i undergrunnen viktig for temperaturløva langs bresolen og dermed den vidare landskapsutviklinga i området (Berthling og Etzelmüller, 2011; Etzelmüller og Hagen, 2005). Er permafrosten omfangsrik nok vil den kunne penetrere isbrear lateralt, og ei sone langs breranden vil ha negative temperaturar og vere frosen til solen. Er breen liten vil permafrosten penetrere breen fullstendig; breen vil vere underlagt av permafrost og fastfrosen i solen (Liestøl, 2000).

4 Metode

4.1 Direkte målinger av istemperatur

4.1.1 Bruk av termistorar

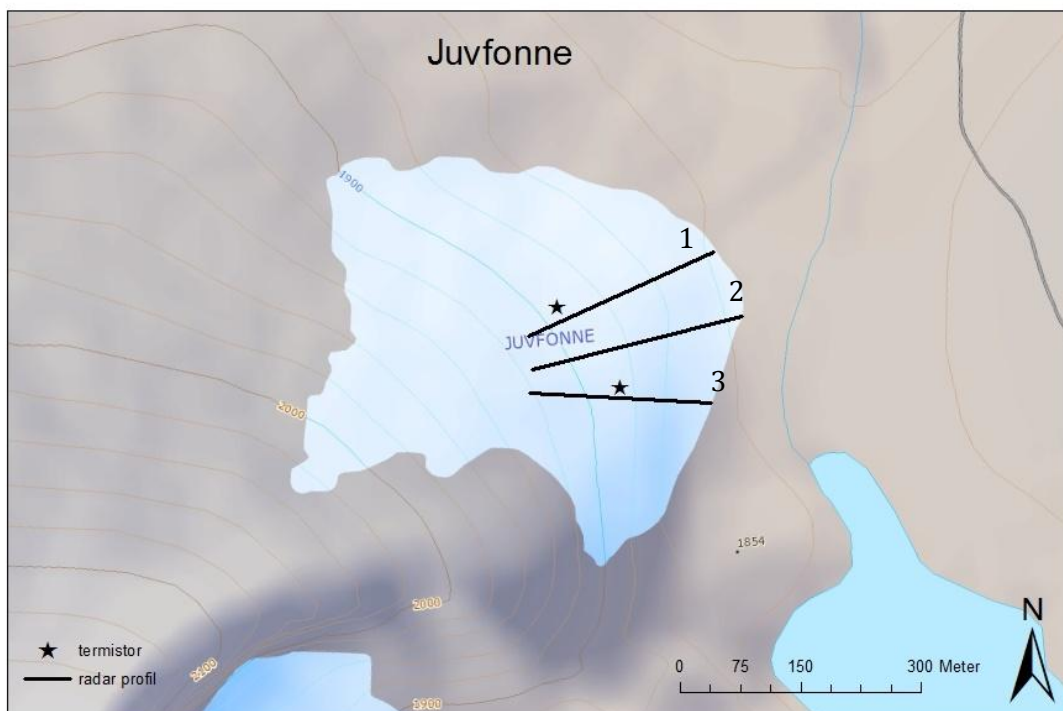
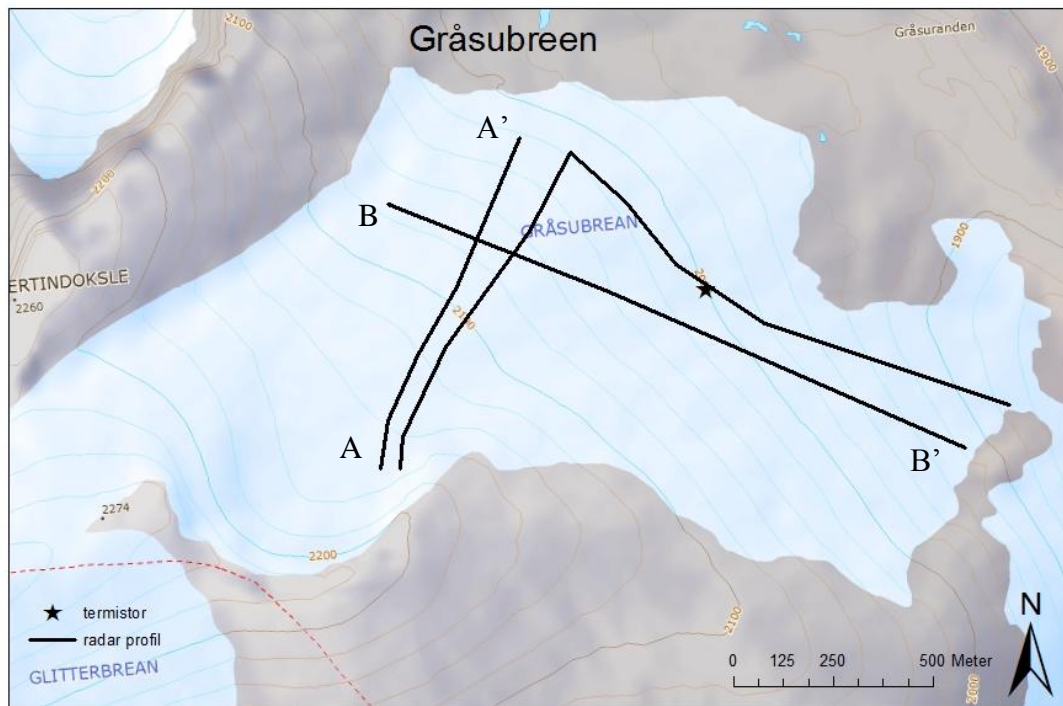
For å måle istemperaturen direkte, vart det i april 2012 smelta inn til saman tre termistorkablar på Juvfonne og Gråsubreen (figur 4.1). Termistorar er koplingselement med ohmsk motstand som er svært temperaturavhengige. Når temperaturen minkar, aukar motstanden i termistorane. Er motstanden i termistoren kjend, kan ein finne temperaturen kring termistoren (snl.no, 2013).

To av termistorkablane vart klargjorde i verkstaden på Institutt for geofag våren 2012. Termistorane vart lodda på ei vanleg straumførande leidning slik at det vart danna ein straumkrins. Ved bruk av eit ohm-meter kan ein lese av motstanden i straumkrinsen. Oppsettet for ein av desse kablane er presentert i tabell 4.1 (sjå også vedlegg A).

Den tredje termistorkabelen hadde allereie vore i bruk ved Institutt for geofag, avdeling for naturgeografi, og vart ikkje endra på. Denne kabelen vart smelta ned på Gråsubreen. Oppsettet for kabelen er framstilt i vedlegg A.

Tabell 4.1. Oversikt over termistorkabel # 1 på Juvfonne. Avlesinga som er vist under som døme, er frå 20.06.12.

TERMISTORKABEL # 1 JUVFONNE					
#	Djupne (m)	Farge	Jording	Motstand [kOhm]	Temperatur [°C]
1	5	Raud	Blå	4,45	-3,48
2	8	Svart	Kvit	5,26	-3,88
3	11	Gul	Grå	5,57	-3,27
4	13	Turkis	Rosa	4,51	-3,68
5	14	Brun	Lilla	5,29	-3,40



Figur 4.1. Oversiktskart over Gråsubreen (øvt) og Juvfonne. Plassering av termistorkablar og registrerte radarprofilar er teikna inn på karta (bakgrunnskart er henta frå Statens Kartverk si nettjeneste (Kartverket, 2013)).

4.1.2 Feltarbeid

Termistorkablane vart smelta ned i Juvfonne og Gråsubreen under feltarbeid i april 2012, figur 4.2 a). Til innsmeltinga vart det brukt eit dampsmeltebor. Ved å koke vatn i ein behaldar og leie vassdamp under trykk ut i ein spreiar, kan ein smelte eit hol nedover i isen.

På Gråsubreen vart det smelta eit 15 meter djupt hol, medan to hol på 14 meter vart smelta på Juvfonne. Deretter blei termistorkablane senka ned i isen, og festa til stakar på overflata, figur 4.2 b).

Termistorane vart manuelt målt med ohm-meter første gang ved innsmeltinga og deretter ved fleire høve gjennom sommaren 2012, figur 4.2 c). Sidan det stod smeltevatn i holet like etter innsmeltinga, er den første avlesinga rekna som ei kalibrering av termistorane ved 0 °C.



Figur 4.2. Gjennomføring av feltarbeid: a) innsmelting av ein av termistorkablane på Juvfonne i april 2012, b) termistorkabel festa til stake på Juvfonne april 2012 og c) måling av termistorar med ohm-meter på Gråsubreen juni 2012 (foto: Sørdal, 2012b).

4.1.3 Omrekning til temperatur

Motstanden i termistorane kan reknast om til temperatur ved hjelp av Steinhart-Hart likninga (Steinhart og Hart, 1968), sjå likning 4.1 under. Her er T temperatur og R motstand. Forholdet mellom temperatur og motstand er avhengig av tre konstantar: A, B og C.

$$\frac{1}{T} = A + B \ln(R) + C(\ln(R))^3 \quad (4.1)$$

Normalt følgjer det eit datablad med termistorane der koeffisientane i likninga er oppgitt. B-koeffisienten, som er temperaturavhengig, er spesifisert mellom to temperaturpunkt, T_1 og T_2 , og er definert som følgjer av likning 4.2. R_1 og R_2 er den korresponderande motstanden til T_1 og T_2 i termistoren.

$$B_{T_1/T_2} = 1 / \left(\frac{1}{T_1} + \frac{1}{T_2} \right) \ln(R_1/R_2) \quad (4.2)$$

Vidare er T_2 , som normalt er den ukjende temperaturen ein vil finne, gitt av likning 4.3. T_1 og R_1 er her kjend, som regel gjennom ei avlesing av motstanden ved ein kjend temperatur, jf. kalibrering av termistorane ved 0 °C under innsmelting. Ein kjenner også R_2 , jf. avlesing av motstand ved hjelp av ohm-meter, som er motstanden ved den ukjende temperaturen, T_2 .

$$T_2 = T_1 \cdot \frac{B}{\ln(R_1/R_2)} / \left(\frac{B}{\ln(R_1/R_2)} - T_1 \right) \quad (4.3)$$

4.1.4 Usikkerheit

Produsenten testar og oppgir grannsemda på dei ulike termistortypene. To ulike termistorar vart brukt i samband med denne oppgåva; på Juvfonne vart lågmotstandstermistorar av typen NTC G23 termistorar brukt, medan det vart brukt YSI 44006 termistorar på Gråsubreen. Termistorane har alle ein presisjon på $\pm 0,2$ °C, og med den utførte kalibreringa er det venta at grannsemda på temperaturmålingane er betre enn den oppgitte presisjonen.

4.2 Radarundersøkingar

Bruk av radar (RADar Detection And Ranging) er basert på overføring og gjenkjenning av elektromagnetiske bølger som propagerer gjennom vertsmaterialet og reflekterer energi frå objekt og refleksjonshorisontar.

Georadar har i glasiologisk samanheng fleire bruksområde. Mellom anna vert det brukt georadar for å bestemme istjukkelsen, kartlegging av subglasial topografi, undersøke eigenskapar ved bresolen og kartlegge hydrologiske kanalar og indre refleksjonshorisontar (Plewes og Hubbard, 2001).

4.2.1 Fysiske parametrar og elektriske eigenskapar

Kor godt radarsignal propagerer i eit materiale er avhengig av materialet sine elektriske eigenskapar: 1) relativ elektrisk permittivitet og 2) elektrisk konduktivitet.

Førstnemnde er eit mål på kapasiteten materialet har til å lagre ei elektrisk ladning. Permittiviteten, ϵ_r , blir normalt målt i forhold til den i vakuum, derav *relativ* permittivitet, og har eininga F/m. Is har normalt ein relativ elektrisk permittivitet på om lag 3 F/m, men denne kan auke med aukande vassinnhald og ureinskapar. Relativ permittivitet vert også omtala som den dielektriske konstanten til eit materiale.

Elektrisk konduktivitet, σ , skildrar evna eit materiale har til å leie ein tilført straum. Is har ein låg elektrisk konduktivitet, $\sim 0,01$ mS/m. På same måte som permittivitet, er også elektrisk konduktivitet sensitiv for ureinskapar i isen, og aukar med aukande innhald av ureinskapar.

Radarmålingar fungerer best i dielektriske medium; det vil seie materiale utan transport av elektron. I dielektriske medium blir ladningar polariserte når utsett for elektrisk straum. Når straumkjelda blir fjerna, går polariseringa tilbake til slik den var i utgangspunktet. Med låg relativ permittivitet og elektrisk konduktivitet, er is eit godt dielektrisk medium. Overgangen mellom to ulike dielektriske medium skaper ein refleksjonshorisont der bølgeenergi vil bli reflektert tilbake til overflata (Plewes og Hubbard, 2001).

4.2.2 Radarbølgjehastigheit

Elektrisk konduktivitet og permittivitet kontrollerer kor godt radarsignalet propagerer i isen. Bølgjehastigheita, V , er gitt av likning 4.4.

$$V = \frac{c}{\{(\epsilon_r/2)[(1+P^2)+1]\}^{1/2}} \quad (4.4)$$

Her er c bølgjehastigheita til radarsignalet i vakuum, ϵ_r er den relative permittiviteten og P er *tapsfunksjonen*, $P = \sigma w \epsilon_r$. I tapsfunksjonen er σ den elektriske konduktiviteten og $w = 2\pi f$, kor f er bølgjefrekvensen. Dette medfører at bølgjehastigheita hovudsakleg er ein funksjon av permittivitet, og i mindre grad av elektrisk konduktivitet og bølgjefrekvens (Reynolds, 2011).

Sidan is har låg konduktivitet kan likning 4.4 over forenklast til:

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (4.5)$$

Undersøkingar gjort både i felt og i laboratorium viser at radarbølgjer beveger seg i is med ei hastigheit på om lag 0,167 m/ns (Hubbard og Glasser, 2005; Reynolds, 2011). Likevel, sidan naturleg is er eit heterogent materiale med varierende innhald av vatn og ureinskarar, krystallorientering og samansetjing som påverkar permittiviteten, vil også radarbølgjehastigheita variere tilsvarande. Vidare er det naudsynt å ta omsyn til den naturlege sesongvariasjonen til ein del glasiologiske prosessar. Spesielt gjeld dette smelteprosessar og vassinnhald i isen (Hubbard og Glasser, 2005).

Med kjent radarbølgjehastigheit for is kan ein finne avstanden til refleksjonshorisontar. Tida det tar for radarbølgjene å propagere ned til reflektoren og tilbake vert lagra i mottakareininga. Kjenner ein både hastigheita og anvendt tid, kan ein finne avstanden til refleksjonshorisonten ved å bruke enkel divisjon. Med denne framgangsmåten er grannsemda på resultatet avhengig av verdien ein bruker for gjennomsnittleg permittivitet, ein verdi som kan variere både romleg og på ulike skala (Hubbard og Glasser, 2005).

4.2.3 Energitap

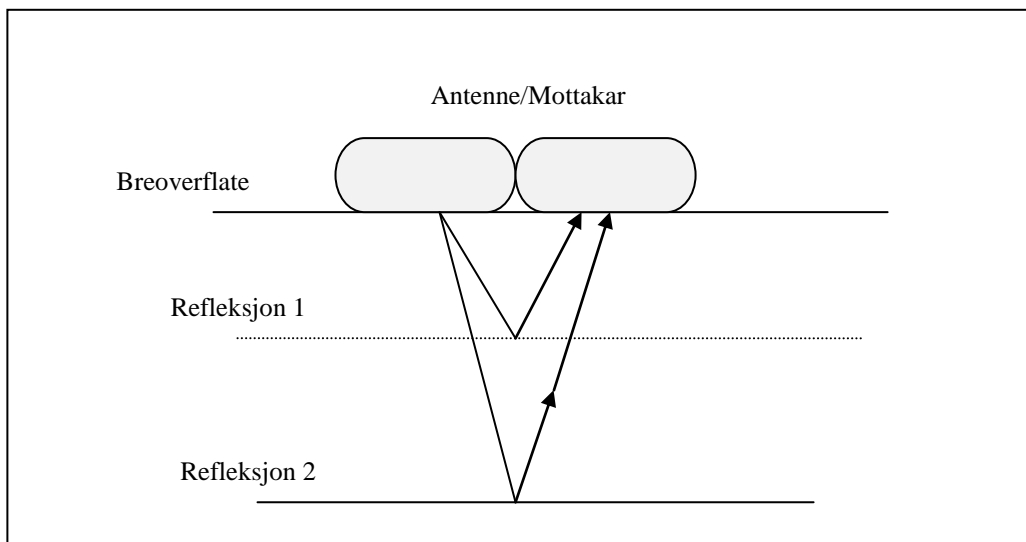
Tap av bølgeenergi, eller signalstyrke, skjer gjennom tre ulike prosessar: spreining, absorpsjon og geometrisk utbreiing. Energitap ved spreining skjer i kvart tilfelle radarbølgjene passerer ein overgang mellom ulike dielektriske medium og femner om prosessane refleksjon, refraksjon og diffraksjon. Absorpsjon er energitap som skjer ved omdanning av bølgeenergi til varme. Geometrisk utbreiing skjer når radarsignalet propagerer bort frå transmitteren og breier seg utover. Dette fører til eit energitap per arealeining med ein faktor $1/r^2$, der r er distansen frå transmitteren. Tap av bølgeenergi er positivt relatert til bølgefrequens; desto høgare bølgefrequens, desto større energitap (Hubbard og Glasser, 2005; Reynolds, 2011).

4.2.4 Radarsystem

Eit georadarsystem består normalt av tre delar: ein transmitter, ein mottakar og ei antenne, sjå figur 4.3. Transmitteren genererer eit radarsignal som trengjer ned i bakken kvar det til slutt blir reflektert eller absorbert. Mottakaren kjenner igjen både den direkte luftbølgja og den delen av radarsignalet som blir reflektert tilbake til overflata. Antenna er ein dipol og består av to identiske leidningar som er kopla til transmitteren og mottakaren. I leidningane svingar elektrisk straum generert av transmitteren. Talet på rundar elektrona går per sekund angir bølgefrequensen. Sidan elektrona beveger seg med konstant hastigheit, er bølgefrequensen avhengig av antennelengda. Forholdet er omvendt proporsjonalt; desto lengre antenne desto lågare bølgefrequens (Plewes og Hubbard, 2001).

4.2.5 Bølgefrequens og oppløysing; eit kompromiss

Både penetreringsdjupne og dataoppløysing er avhengig av bølgefrequensen. Ved høge bølgefrequensar aukar mengda energitap, noko som medfører at høgfrekvensbølgjer penetrerer kortare enn lågfrekvensbølgjer. På den andre sida har høgfrekvensbølgjer betre oppløysing enn lågfrekvensbølgjer. Oppløysing er eit mål på evna til å skilje mellom to ulike, nærliggande reflektorar. Vertikal oppløysing er ein direkte funksjon av bølgefrequensen, og er teoretisk sett ein fjerdedel av bølgjelengda (Plewes og Hubbard, 2001; Reynolds, 2011).



Figur 4.3. Radarsystem (etter Reynolds, 2011).

Om eit objekt produserer ein attkjennelig refleksjon er avhengig av objektet sin fysiske storleik, geometri og orientering, elektrisk kontrast til vertsmidiet, og radarsignalet sin frekvens, støy og interferens. Radarsignal med høg bølgefrequens kan skilje mindre reflektorar frå kvarandre og vil dermed gi ei betre oppløysing enn lågfrekvensbølgjer (Plewes og Hubbard, 2001; Reynolds, 2011).

Samla sett må ein dermed i dei fleste tilfelle inngå eit kompromiss mellom kor stor penetreringsdjupne ein vil oppnå, og kor god oppløysing ein ønskjer på radargramma. Dermed er det naturleg å velje frekvens basert på målet for undersøkinga (Hubbard og Glasser, 2005).

4.2.6 Indre refleksjonshorisonantar

Indre refleksjonshorisonantar i ein isbre kan ha fleire ulike opphav. Fellesnemnaren er ein kontrast i den dielektriske konstanten mellom to lag. Desto større kontrasten er, desto større del av bølgeenergien vil bli reflektert (Reynolds, 2011).

Mellom anna kan ulik istettleik, orientering av iskrystallar og innhald av ureinskarar føre til ei endring i permittiviteten og/eller konduktiviteten, og dermed reflektere delar av energien tilbake til overflata. Vidare vil hydrologiske einingar, som kanalar eller holrom, skape refleksjonshorisonantar. Overgangen mellom kald og temperert is er også eit mogleg opphav til refleksjonshorisonantar. Temperert is inneheld, i motsetnad til kald is, små vassfylte holrom som fører til at dei to laga har ulike dielektriske eigenskapar, og

bølgeenergi vil dermed bli reflektert i overgangen mellom dei to laga (Plewes og Hubbard, 2001).

4.2.7 Feltarbeid/Innsamling av data

To ulike georadarsystem vart brukt under feltarbeid på Juvfonne og Gråsubreen. På Juvfonne vart ei 100 MHz antenne brukt, medan ei 50 MHz antenne vart brukt på Gråsubreen. Begge antennene vart operert av eit MALÅ system som lagrar radardata digitalt i mottakarapparatet. Den oppgitte antennefrekvensen er ein senterfrekvens. I realiteten genererer transmitteren både lågare og høgare bølgefrequensar som er ein del av det samla radarsignalet (Reynolds, 2011).

I april 2012 vart det med snøscooter køyrt fleire radarprofilar på Juvfonne. Det var i same tidsrom planlagt undersøkingar også på Gråsubreen, men grunna dårlege snøforhold let ikkje feltarbeidet seg gjennomføre som planlagt. Radarmålingar på Gråsubreen vart i staden gjennomført til fots i september 2012, sjå figur 4.4. Dei registrerte radarprofila er markert på kartet i figur 4.1.

Den romlege plasseringa av radarmålingane vart registrert ved hjelp av eit handheldt globalt posisjonssystem (GPS) som var kopla til mottakarapparatet. Eit slikt handheldt GPS har ei forventa grannsemd på kring 10 meter (Wing et al., 2005).

Gjennom arbeid ved Klimapark 2469 har det også tidlegare vore utført radarundersøkingar på Juvfonne. Desse radarprofila blir også omtala i diskusjonen, og mellom anna samanlikna med dei nye radarprofila. Senterfrekvensen på antenna var 100 MHz.

Oppløysing radardata

Både 50 og 100 MHz antenner vart brukt under radarundersøkingane. Som diskutert over må ein inngå eit kompromiss mellom penetreringsdjupne og oppløysing på radardata. I samband med desse undersøkingane er det først og fremst den vertikale oppløysinga som er viktig. Denne er teoretisk sett $\frac{1}{4}$ av bølglengda, men det viser seg at på grunn av usikkerheit i forhold til bølgehastigheit og –form er den reelle oppløysing avgrensa til om lag $\frac{1}{2}$ av bølglengda. Til dømes er den vertikale oppløysinga (antek $\frac{1}{2}$ bølglengde) $\sim 1,7$ meter for ei 50 MHz antenne, medan den er $\sim 0,9$ meter for 100 MHz.

Begge verdiane gjeld for permittiviteten $\epsilon_r = 3$ F/m, som er standardverdien i is. Spesielt for 50 MHz antenna er dette ei forholdsvis grov oppløysing for å kartlegge objekt i isen. Men sjølv om eit objekt er for tynt til å skilje mellom topp og botn kan det framleis gi kraftige refleksjonar (Mauring et al., 1994).

4.2.8 Databehandling

Dei digitale radardata vart prosessert i programmet ReflexW. Databehandlinga vart utført i fleire steg for best mogleg å visualisere refleksjonsdata. Mellom anna vart det utført ei frekvensfiltrering der ein kuttar frekvensar i eit intervall om senterfrekvensen. Vidare vart bakgrunnsstøy; det vil seie uønskte radarsignal som ofte er generert av instrumenta, fjerna. På grunn av energitap ved overføring av radarbølgjer i is, er det vanleg å bruke eit verkty for å forsterke radarsignala. Dei fleste programvarer tilbyr ein automatisk funksjon som korrigerer for mellom anna energitap som skjer ved geometrisk utbreiing (Hubbard og Glasser, 2005). I programmet ReflexW kan ein gjere den same operasjonen i fleire omgonger, slik at den beste forsterkingsfunksjonen vart valt ved "prøve og feile" metoden.

Standardverdien for bølgehastigheit på 0,167 m/ns (t.d. Hubbard og Glasser, 2005; Reynolds, 2011) vart brukt i analysen av radardata. Denne verdien vil påverke den oppgitt djupna til reflektorane.

Etter behandling av radargramma i ReflexW vart radardata brukt til analyse og visualisering av Gråsubreen i ArcGIS. For å framstille breoverflata og terrenget under breen vart det brukt såkalla TINs, Triangular Irregular Networks. Ein TIN er ei vektorbasert framstilling av ei overflate og er konstruert gjennom triangulering av punkter (ArcGIS-help, 2013). I tillegg til koordinatdata frå radarundersøkingane vart ein detaljert terrengmodell med 5 meters oppløysning brukt i terrenganalysen. NVE har bidrege med den nemnte terrengmodellen, i tillegg til ortofoto av Gråsubreen.

Merk dessutan at terrenganalysen av Gråsubreen inkluderer koordinatar frå alle radarprofila. To av radargramma er vist i figurane 5.8 og 5.9. Dei resterande radargramma finst i vedlegg B.



Figur 4.4. Radarundersøkingar på Gråsubreen september 2012 (foto: Sjørdal, 2012a).

4.3 Modellering av istemperaturar

Det vart brukt ein enkel 1-dimensjonal modell for å få kjennskap til temperaturtilhøva i berggrunnen under Juvfonne. Modellen løyser varmeleiingslikninga og er utvikla for å modellere permafrost i bakken, men er i dette tilfellet brukt til å modellere varmeleiing i is.

Modellen antek at temperaturen, T , endrar seg over både tid, t , og djupne, z , gjennom varmeleiing, som skildra i likning 4.6 under. Her er k den termale konduktiviteten (W/mK) og c_{eff} er den effektive varmekapasiteten ($\text{J/m}^3\text{K}$). Sistnemnte inkluderer endring i energi som følgje av bruk eller frigjering av latent varme i faseovergangar (t.d. Etzelmüller et al., 2011; Westermann et al., 2011).

$$c_{eff}(z, t) \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(k(z, T) \frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0 \quad (4.6)$$

Dei øvre og nedre grenseverdiane er høvesvis fastsette frå ein tidsserie med lufttemperaturar og den geotermiske varmestraumen. Vidare krev effekten av eit sesongbestemt snødekke ei dynamisk øvre grense.

Når ein modellerer temperaturendring i ein dimensjon over tid er det naudsynt å angi startverdiar i temperatursøyla. Startverdiar for Juvfonne er ikkje kjende, og fornuftige startverdiar vart funne gjennom å bruke ein såkalla "spin-up"; ein køyrer modellen med den årlege middeltemperaturen heilt til ein oppnår stabile temperaturtilhøve i søyla. Ved å bruke ein slik framgangsmåte antek ein at temperaturtilhøva i bakken er i likevekt med det rådande klimaet i det ein initialiserer modellen.

4.3.1 Data

Temperaturdata brukt i modelleringa er frå den nærliggande vêrstasjonen på Juvvasshøe (1854 m.o.h.). Stasjonen er drifta av Meteorologisk Institutt og temperaturdata er tilgjengelig for allmenta frå eKlima; ei online database som inneheld vérstatistikk. Daglege middelerdiar vart brukt i temperaturseriane.

Snødata til modelleringa var tilgjengelig frå Institutt for Geofag og vart opphavleg samla inn som ein del av CRYOLINK prosjektet som omhandla permafrost og sesongfrost i Sør-Noreg (Hipp et al., 2012). Snødjupne vart målt tilknytt eit permafrostborehol (Juv-BH2,

1771 m.o.h.). Nettopp dette boreholet vart valt på grunn av si plassering i ei typisk leside med akkumulasjon av snø gjennom vintermånadane (NGU, 2012). Ein tre år lang snødataserie frå august 2008 til juli 2011 eksisterer.

Istemperaturar er innhenta gjennom målingar av termistorkablane på Juvfonne. Termistorkablane vart utplassert i april 2012 og avlest den følgjande våren/sommaren.

Som nedre grenseverdi er verdien $Q = 0,053 \text{ W/m}^2$ sett. Verdien representerer energien den geotermiske varmestraumen bidreg med.

4.3.2 Ulike scenario

For å undersøkje temperaturtilhøva i og under Juvfonne vart tre ulike scenario modellert. Temperaturdata frå vêrstasjonen på Juvvasshøe er input for alle tre, medan snødekket varierer. Scenarioa er lista under:

1. Modellen køyrer med eit konstant snødekke på 1 meter. Truleg skaper dette for varme temperaturtilhøve ved solen.
2. Modellen køyrer utan snødekke. Truleg vil dette scenarioet resultere i for kalde temperaturtilhøve ved solen.
3. Modellen køyrer med verkelege snødata frå Juvflye.

Den tenkte hypotesen er at dersom både scenario 1 og 2 (for varmt og for kaldt) resulterer i negative temperaturar ved solen, er permafrost tilstade i bakken under Juvfonne og isen er truleg fastfrosen i solen. Vidare er det venta at dei modellerte temperaturane frå scenario 3 vil ligge ein stad i temperaturintervallet mellom dei to første scenarioa.

4.3.3 Føresetnader

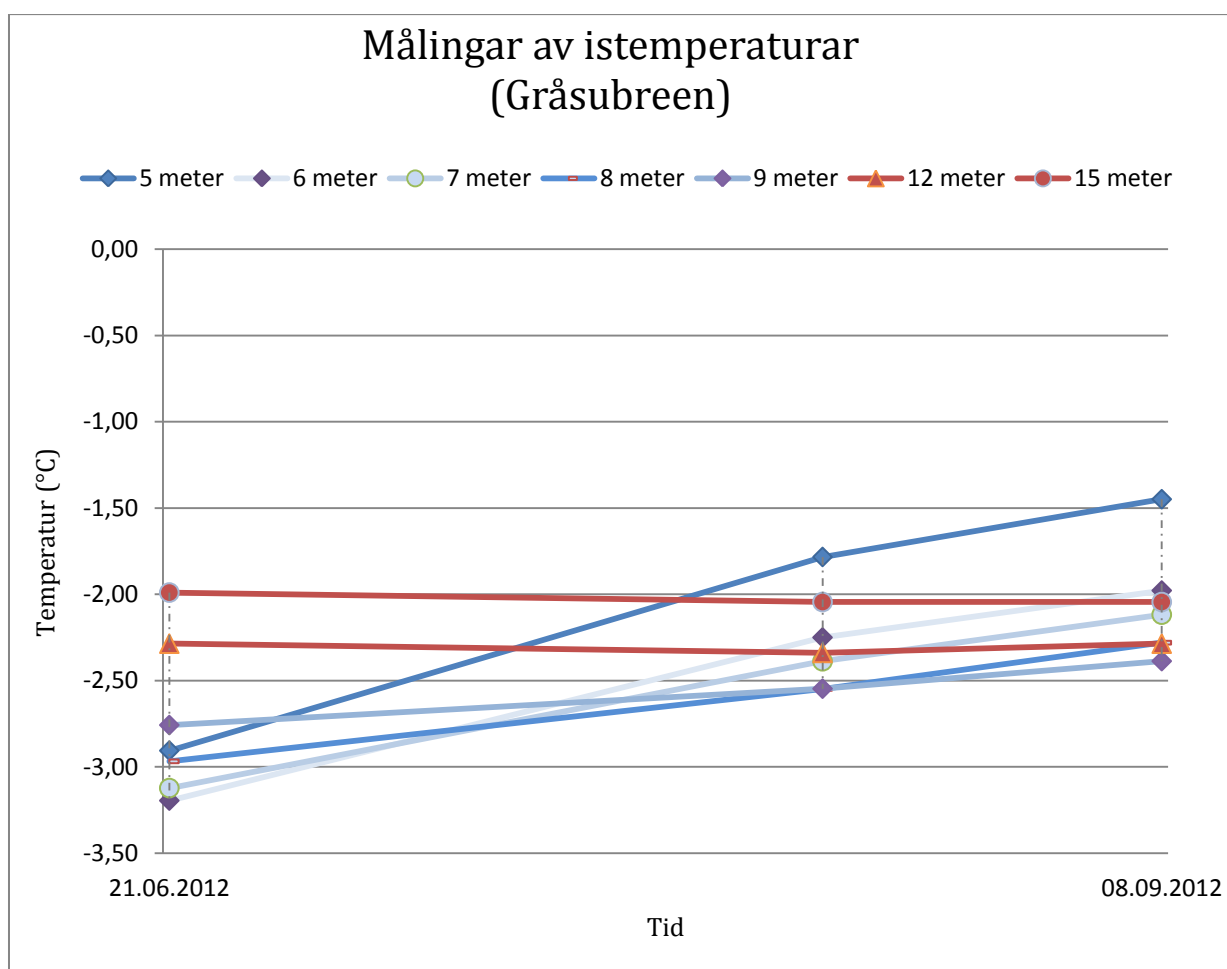
I isbrear skjer varmetransport gjennom varmeleiing, strøyming av vatn og mekanisk energi gjennom isrørsla (t.d. Benn og Evans, 2010; Cuffey og Paterson, 2010; Liestøl, 2000). I ein 1-dimensjonal modell ser ein vekk i frå alle laterale varmekuasar (t.d. Etzelmüller et al., 2011). Sidan Juvfonne er ei lita, forholdsvis grunn isfonn utan teikn til indre rørsle; ingen sprekker i ismassen eller morenar i fronten av fonna, synes dette å vere ein rimeleg føresetnad.

Modellen tek ikkje omsyn til at overflatetemperaturen på ein ismasse ikkje kan overskride 0 °C under normale trykkforhold. I ein permafrostmodell vil dei øvste laga om sommaren som regel oppleve positive temperaturar jf. tjukkelsen på det aktive laget. Består dette "aktive laget" derimot av is, vil det smelte og drenere bort frå fonna. Ein prosess modellen altså ikkje tek omsyn til.

5 Resultat

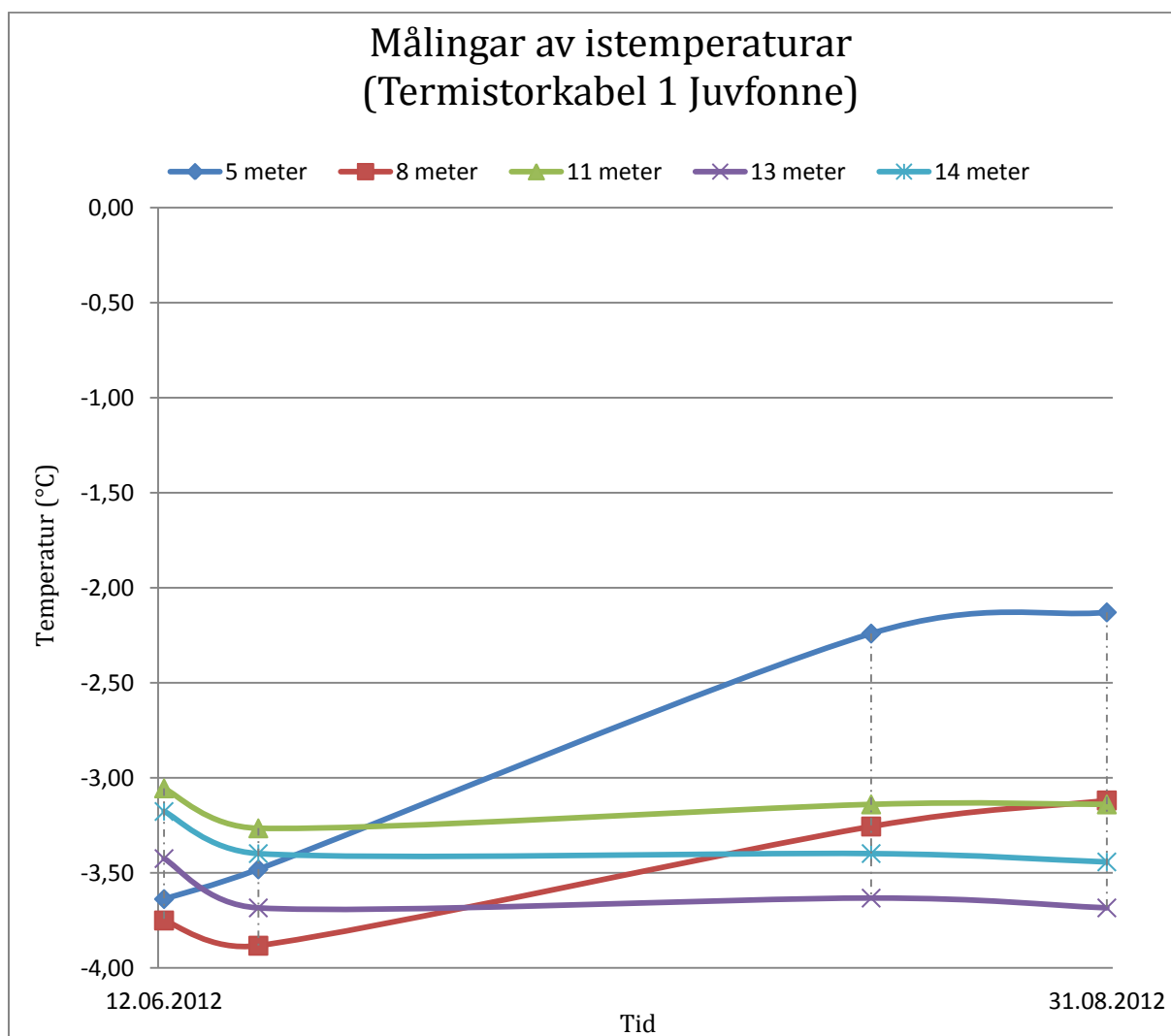
5.1 Temperaturmålingar

Diagramma framstilt i denne delen er resultata av temperturmålingar på Juvfonne og Gråsubreen gjennom vår- og sommarhalvåret 2012. Figurane 5.1-5.3 viser temperaturutviklinga over perioden.

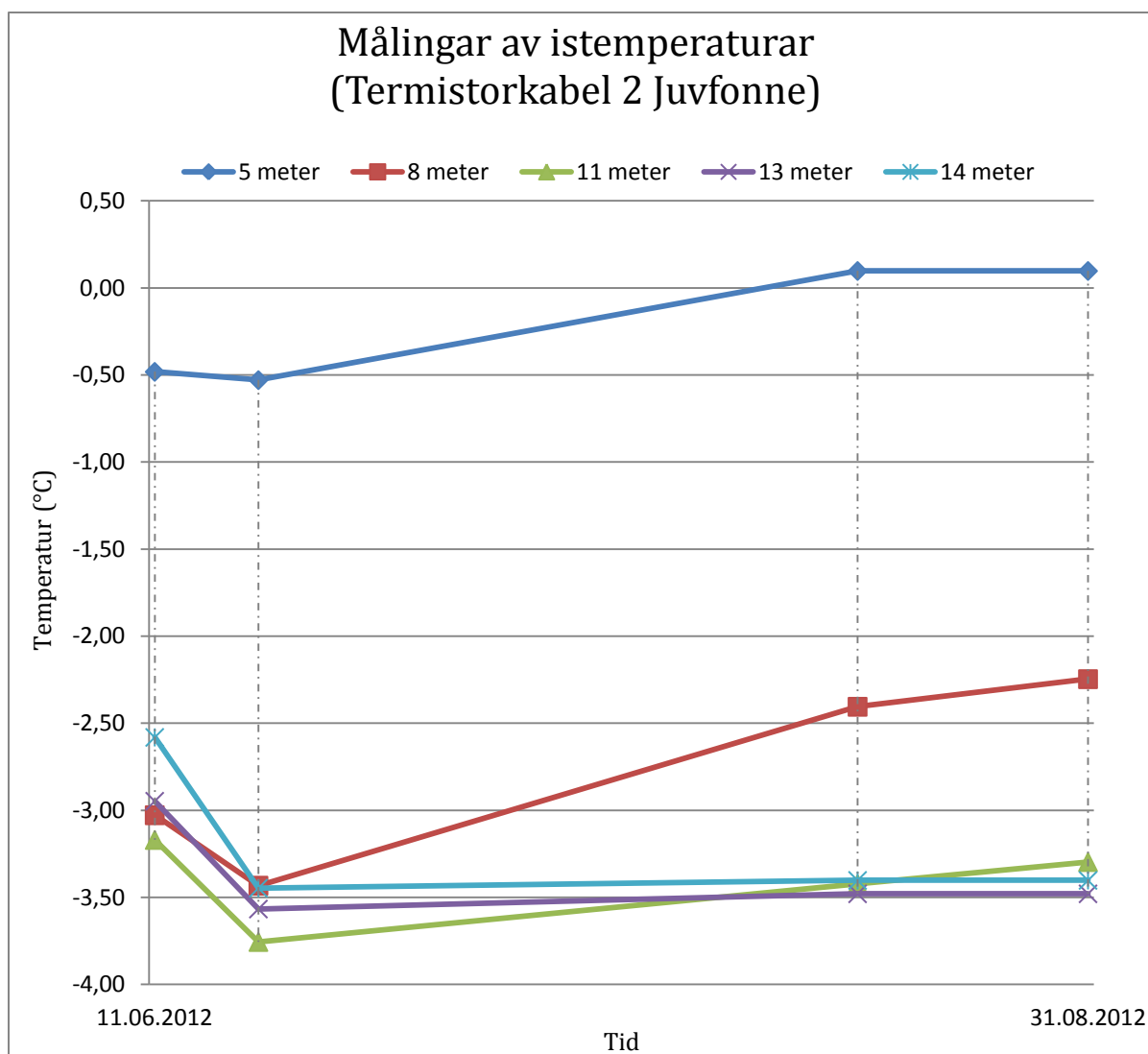


Figur 5.1. Målingar av istemperaturar på Gråsubreen. Den grunnaste av termistorane (5 meter) viser størst temperatúrauke over sommarhalvåret, medan i dei to djupaste termistorane (12 og 15 meter) er det registrert ein stabil istemperatur på høvesvis -2,3 og -2 °C.

Felles for dei tre termistorkablane er at endring i temperatur minkar med djupna; altså er det termistorane nærmast overflata som har registrert den største temperaturauken. Vidare viser temperaturmålingane stabile temperaturar for dei djupaste termistorane, på 12-15 meter og 11-14 meter for høvesvis Gråsubreen og Juvfonne.

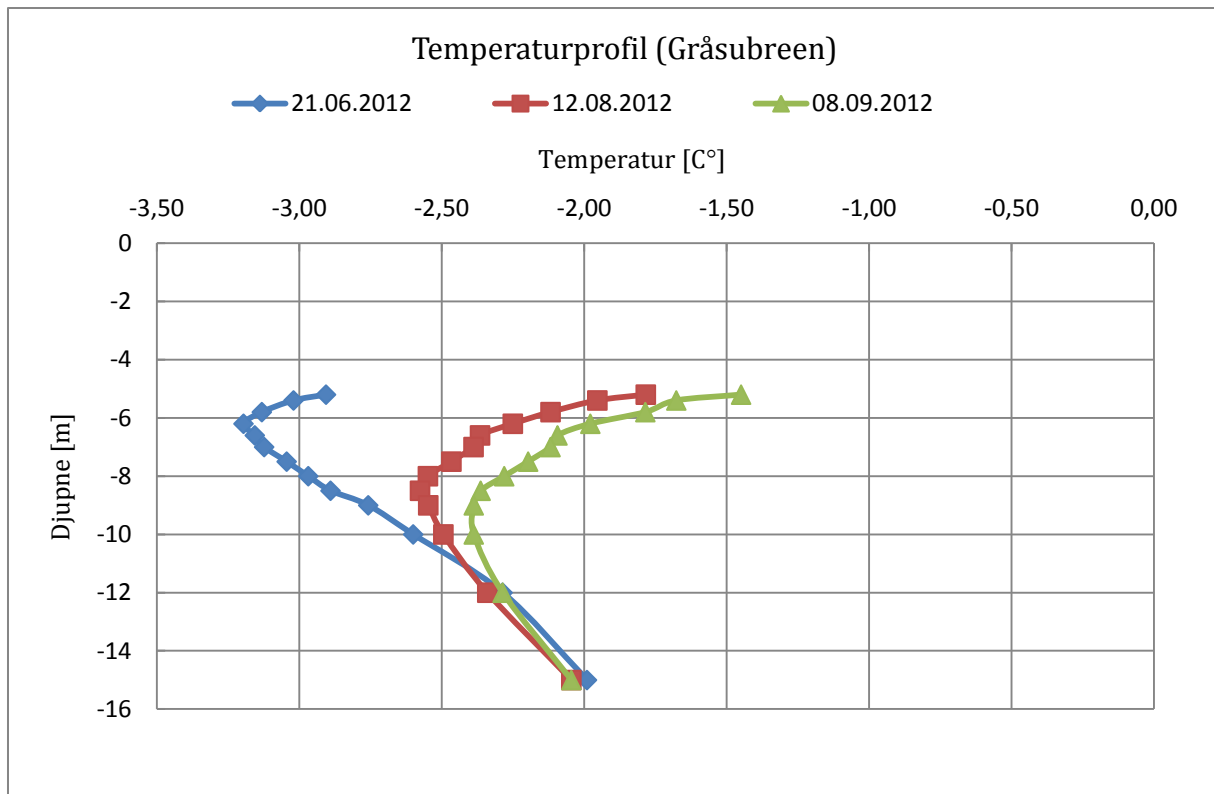


Figur 5.2. Målingar av istemperaturar på Juvfonne, termistorkabel 1. Termistorane på 5 og 8 meter viser ein klar temperatúrauke over perioden. Termistorane som ligg djupast i isen (13 og 14 meter) viser ein stabil temperatur på om lag -3.5 °C.

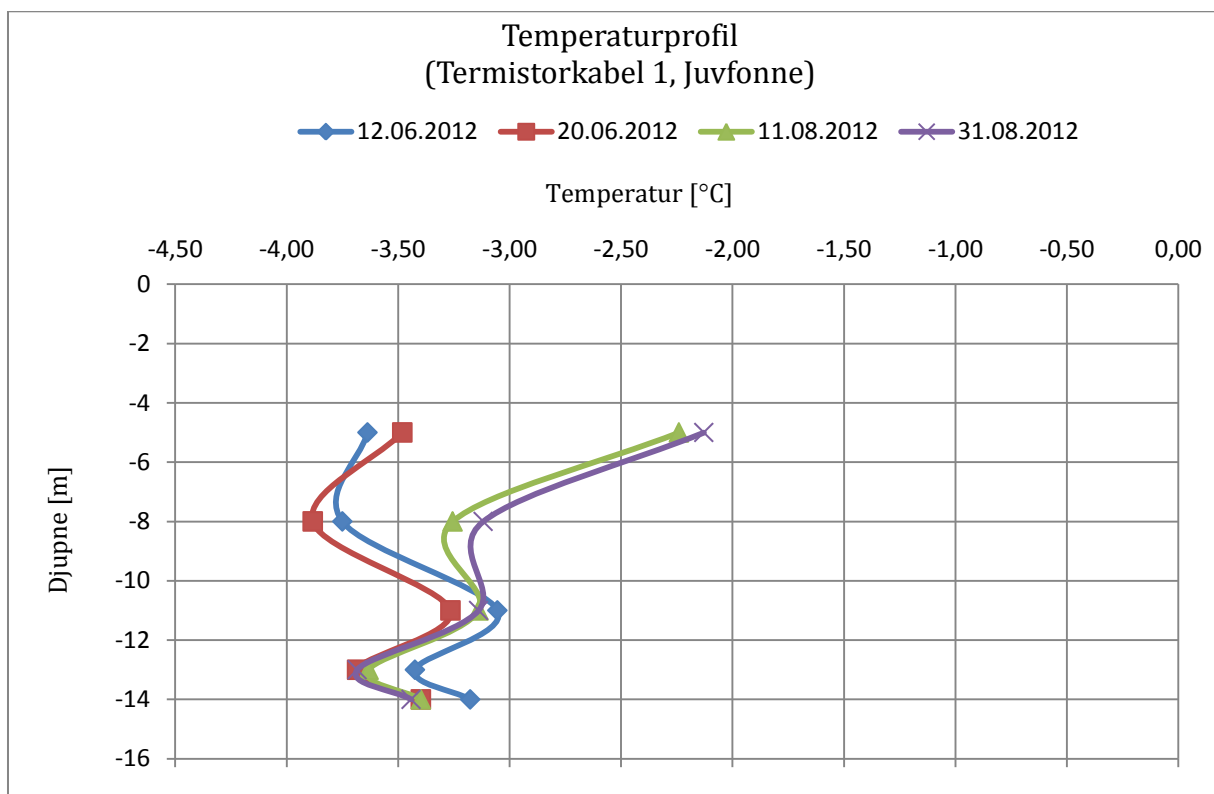


Figur 5.3. Målinger av istemperaturar på Juvfonne, termistorkabel 2. I termistoren på 8 meter djupne er det registrert ei temperaturauke på om lag 1,2 °C. Vidare er det også registert ei lita temperaturauke i termistoren på 11 meter djupne, medan temperaturen i termistorane på 13 og 14 meter djupne stabilt held seg på -3,5 °C. Merk at termistoren på 5 meter, som mot slutten av sommaren har registrert ein temperatur på om lag 0 °C, truleg ligg i snø. I det same området vart det i april 2012 målt ei snødjupne på om lag 6 meter.

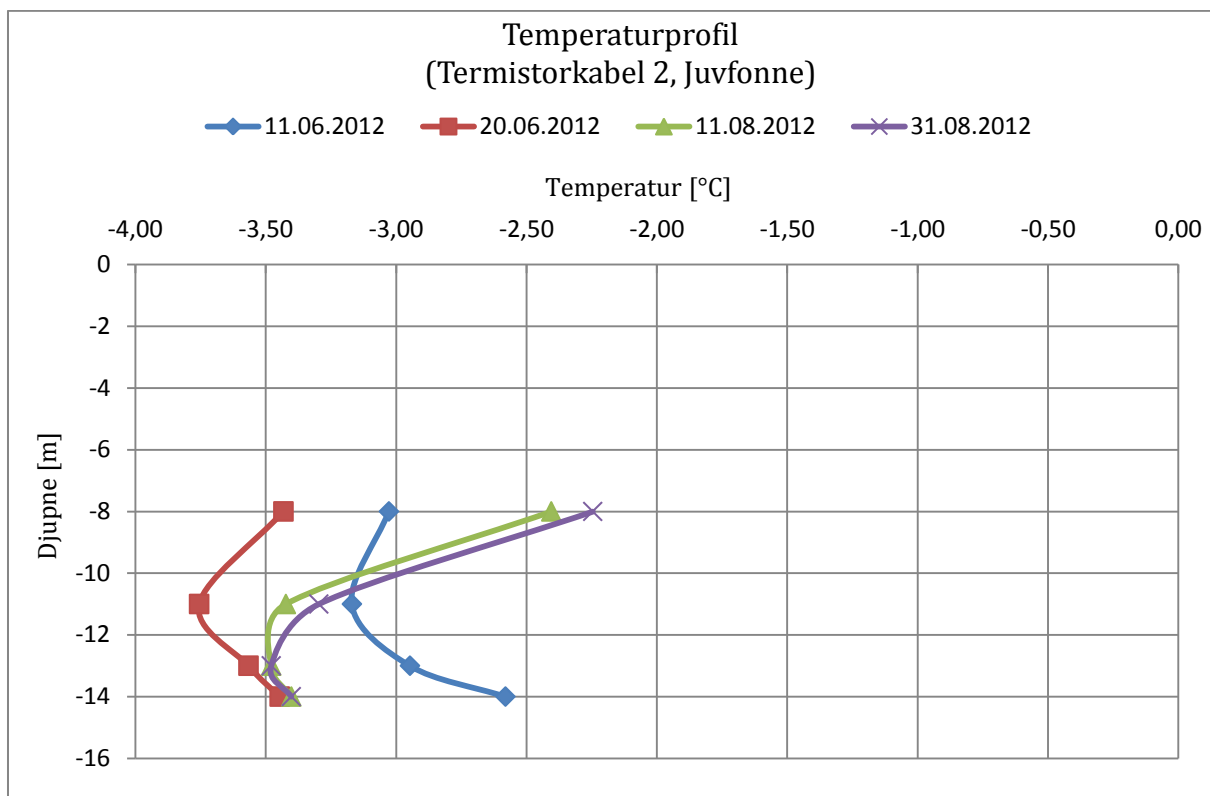
Temperaturprofilane i figurane 5.4-5.6 gir eit godt bilete på korleis temperaturløysinga i overflatelaget endrar seg gjennom sommarhalvåret. På Gråsubreen (figur 5.4) viser diagrammet tydeleg at temperaturen aukar i den øvste delen av profilet, medan temperaturen i djupare område (frå 12 meter og djupare) er nokolunde stabil.



Figur 5.4. Temperaturprofil Gråsubreen.



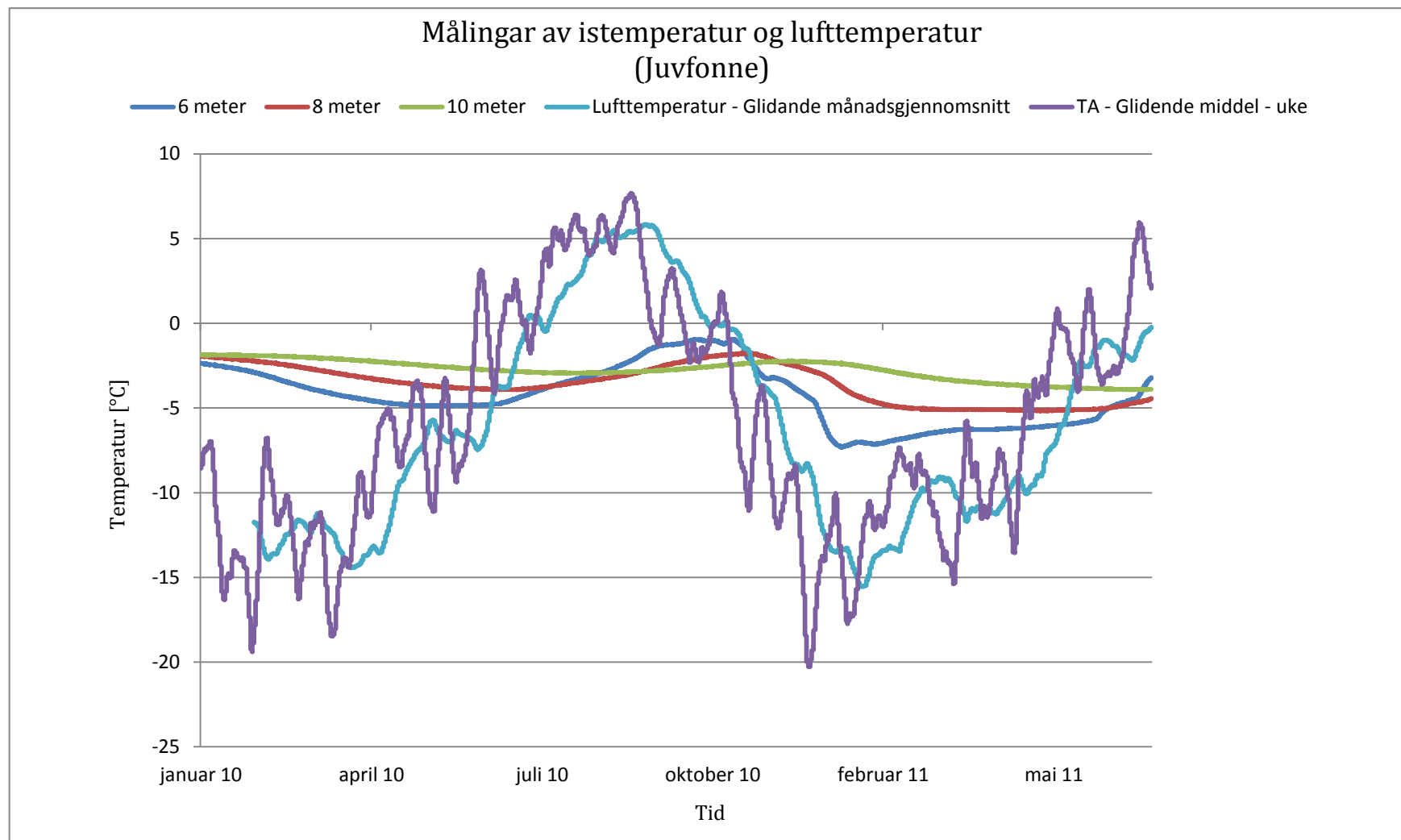
Figur 5.5. Temperaturprofil Juvfonne, termistorkabel 1.



Figur 5.6. Temperaturprofil frå Juvfonne, termistorkabel 2. Her er den øvste termistoren utelate frå diagrammet. Truleg var denne plassert i snø gjennom heile perioden.

Temperaturprofilet frå Juvfonne i figur 5.6 har ei tilsvarende form som profilet frå Gråsubreen. Resultata viser likevel at frå den første målinga er frå $\sim 0,4\text{-}0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ varmare enn målinga som er gjennomført 9 dagar seinare. Vidare kan ein i figur 5.5 identifisere ein termistor som har registrert temperaturverdiar som ikkje stemmer overeins med resten av temperaturprofilet. Moglegvis kan det vere ein produksjonsfeil på termistoren eller kabelen.

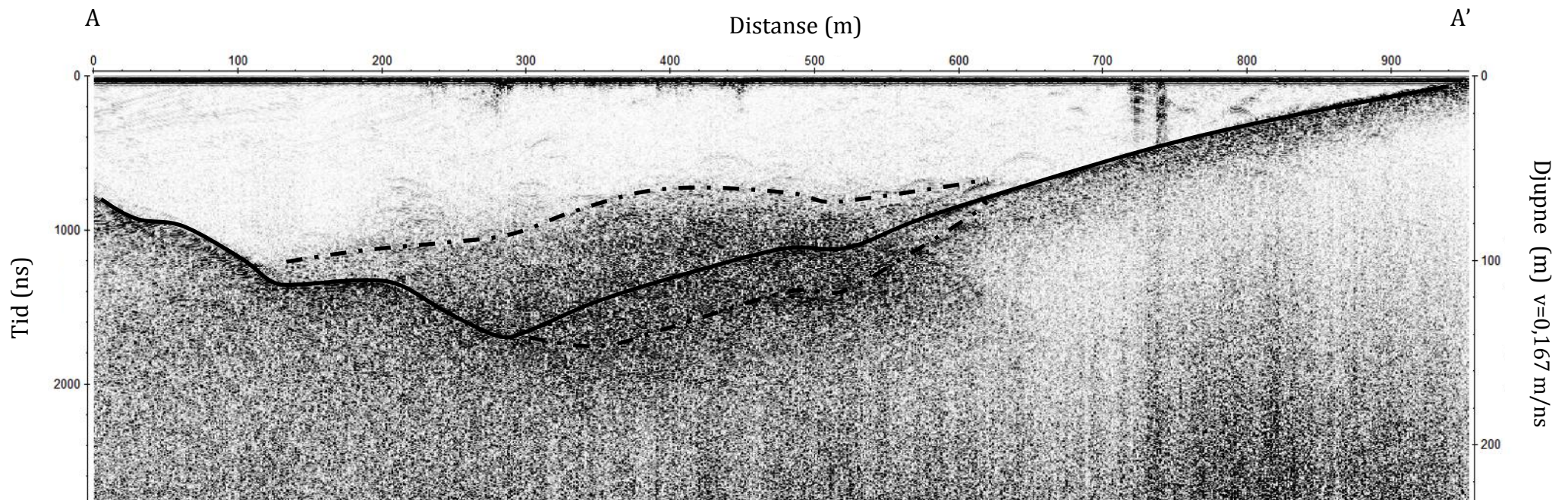
Figur 5.7 viser luft- og istemperaturar frå Juvfonne, målt frå vinteren 2010 til sommaren 2011. Av figuren kan ein sjå at det er relativt kort tidsforskyving i dei målte punkta.



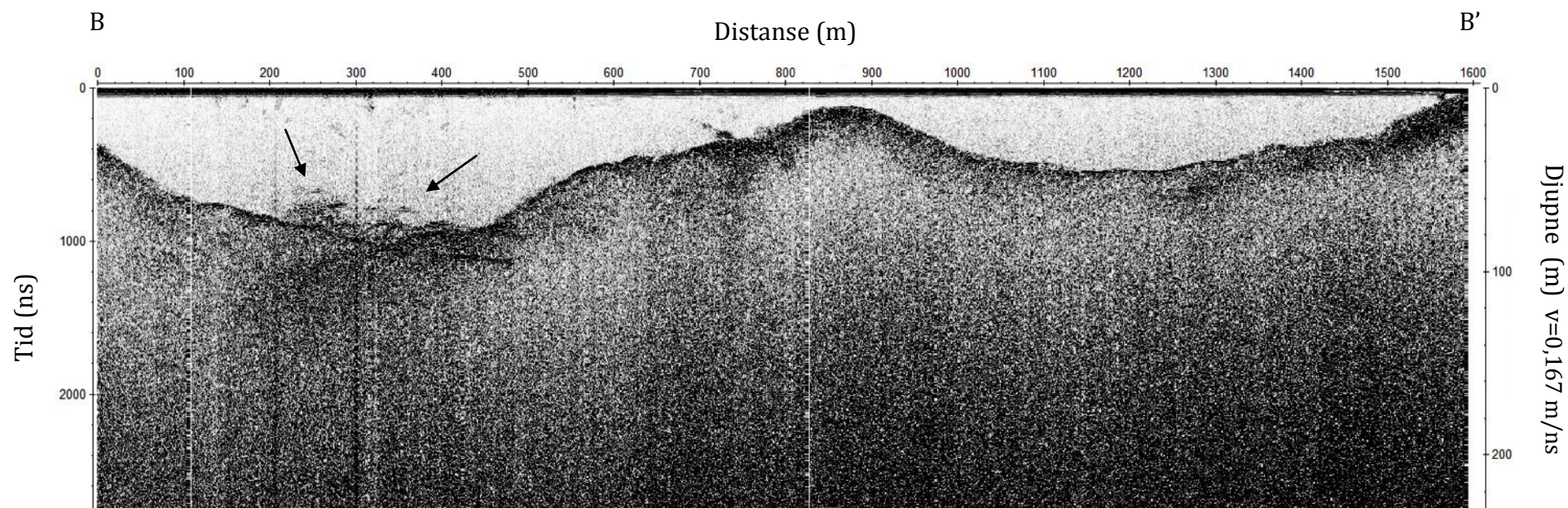
Figur 5.7. Temperaturmålinger fra Juvfonne, fra vinteren 2010 til sommaren 2011. Istemperaturen varierer med ei relativ kort tidsforskyving (nokre måneder). Legg vidare merke til at utslaget i istemperaturmålingane aukar utover i perioden. Dette skuldast at det var stor overflatesmelting på Juvfonne sommaren 2010, og at termistorane dermed ligg nærare overflata ved slutten av perioden. Den oppgitte djupna (6, 8 og 10 meter) er startverdiar ved innsmelting av termistorkabelen.

5.2 Radargram Gråsubreen

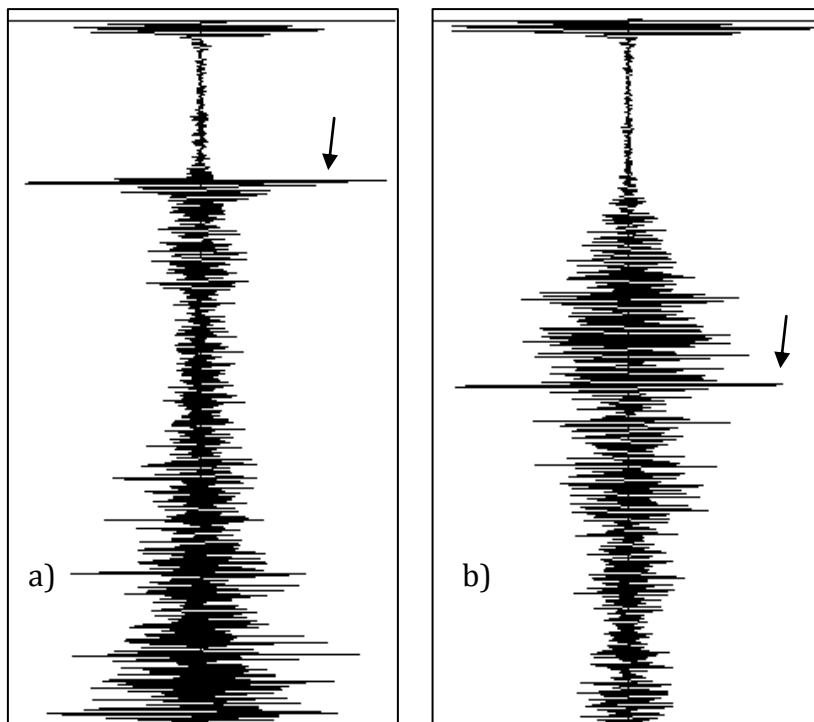
To av radargramma frå Gråsubreen er presenterte på dei neste sidene; sjå figur 5.8 og 5.9. Vidare er to individuelle radarspor framstilt i figur 5.10.



Figur 5.8. Radargram frå Gråsubreen. Profilet er eit lengdeprofil frå den vestlege delen av Gråsubreen. Start/slutt er merka med A/A' i oversiktskartet i figur 4.1. Den øvste stipla linja angir ein indre refleksjonshorisont. Den heiltrukne linja representerer botnreflektoren, medan den nedste stipla linja representerer ein alternativ tolking av botnreflektoren.



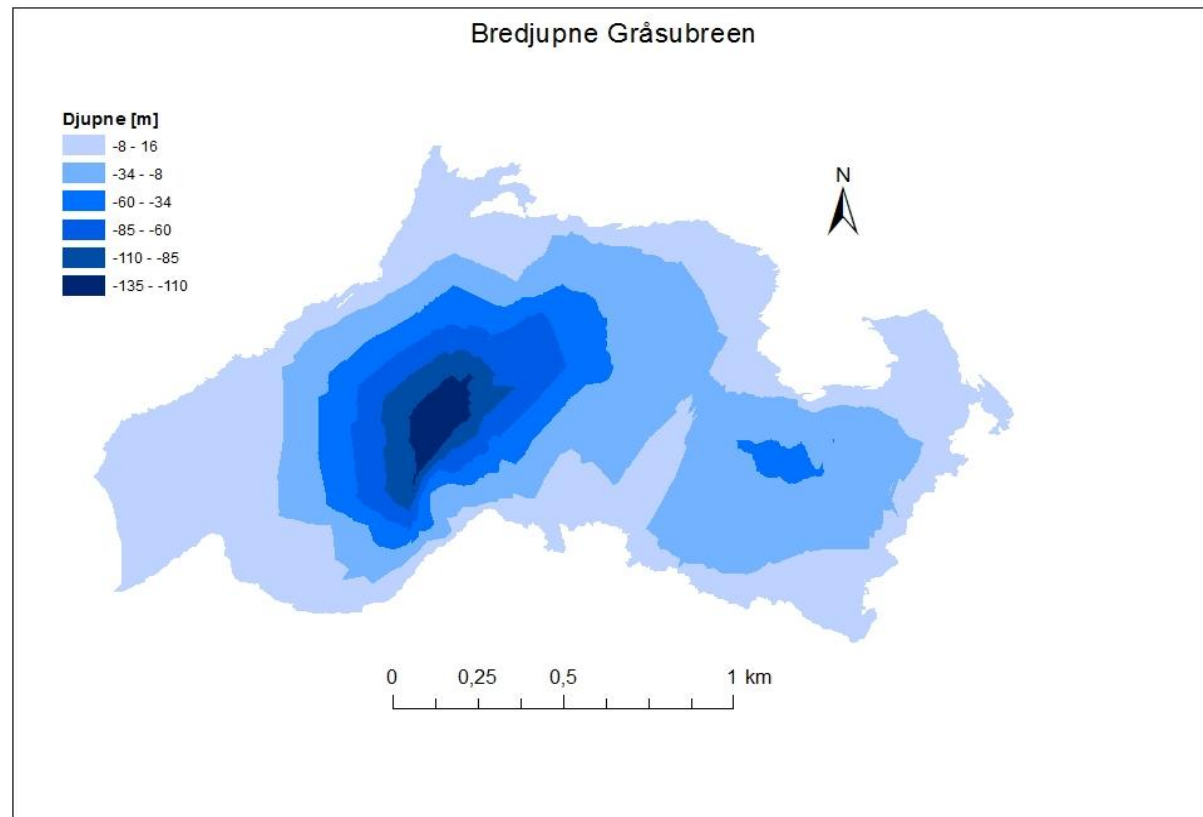
Figur 5.9. Radargram frå Gråsubreen. Profilet er eit tverrprofil frå vest mot aust. Start/slutt er markert med B/B' i oversiktskartet i figur 4.1. Som ein ser av radargrammet er botnreflektoren svært tydeleg i dei aller fleste områda. Pilene angir eit område med noko støy. Refleksjonane/støyen kan skuldast fleire ting og er vidare diskutert i neste kapittel.



Figur 5.10. Døme på individuelle radarsignal frå a) område utan indre refleksjonar og b) område med indre refleksjonar. Som figuren viser er det ein klar skilnad i mengde reflektert bølgeenergi for dei to radarspora. Vidare kan ein kjenne att botnreflektoren (angitt av piler) som den mest markante reflektoren i begge radarspora.

5.3 Bredjupne Gråsubreen

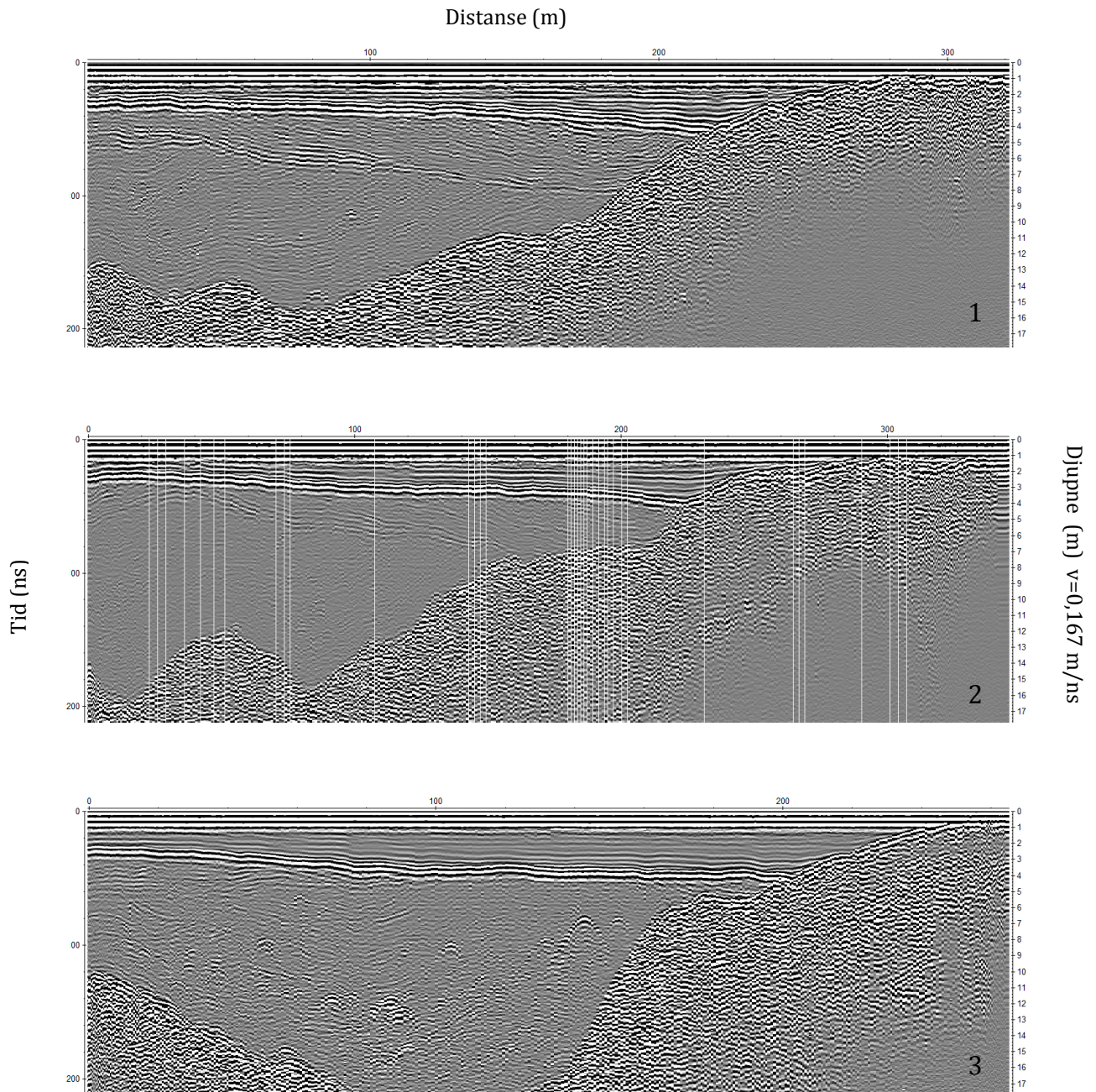
Gjennom databehandling av radargramma og vidare terrenganalyse i ArcGIS, er terrenget under Gråsubreen framstilt i eit djupnekart, fig. 5.11.



Figur 5.11.
Djupnekart over
Gråsubreen. Kartet
er laga utifrå analyse
av radardata frå
undersøkinga i
september 2012 og
ein terrengmodell
over breoverflata.

5.4 Radargram Juvfonne

Radargramma frå Juvfonne er framstilte i figur 5.12 under.



Figur 5.12. Radargram frå Juvfonne. Dei nummererte radargramma korresponderer til dei nummererte profila i figur 4.1. Legg merke til at fonna har ein todelt, indre struktur. Dei øvste laga er nær parallelle med overflata slik den er i dag. Desse laga er vidare underlagt av is som dannar ein inkonformitet med overflatelaget. Refleksjonane i dei djupaste områda følgjer i stor grad botntopografien, er krumme og isen ber preg av å ha vore deformert. Dei parallelle laga er registrert til ei djupne på om lag 8 meter, medan maksimum djupne i dei kartlagde områda er meir enn 17 meter.

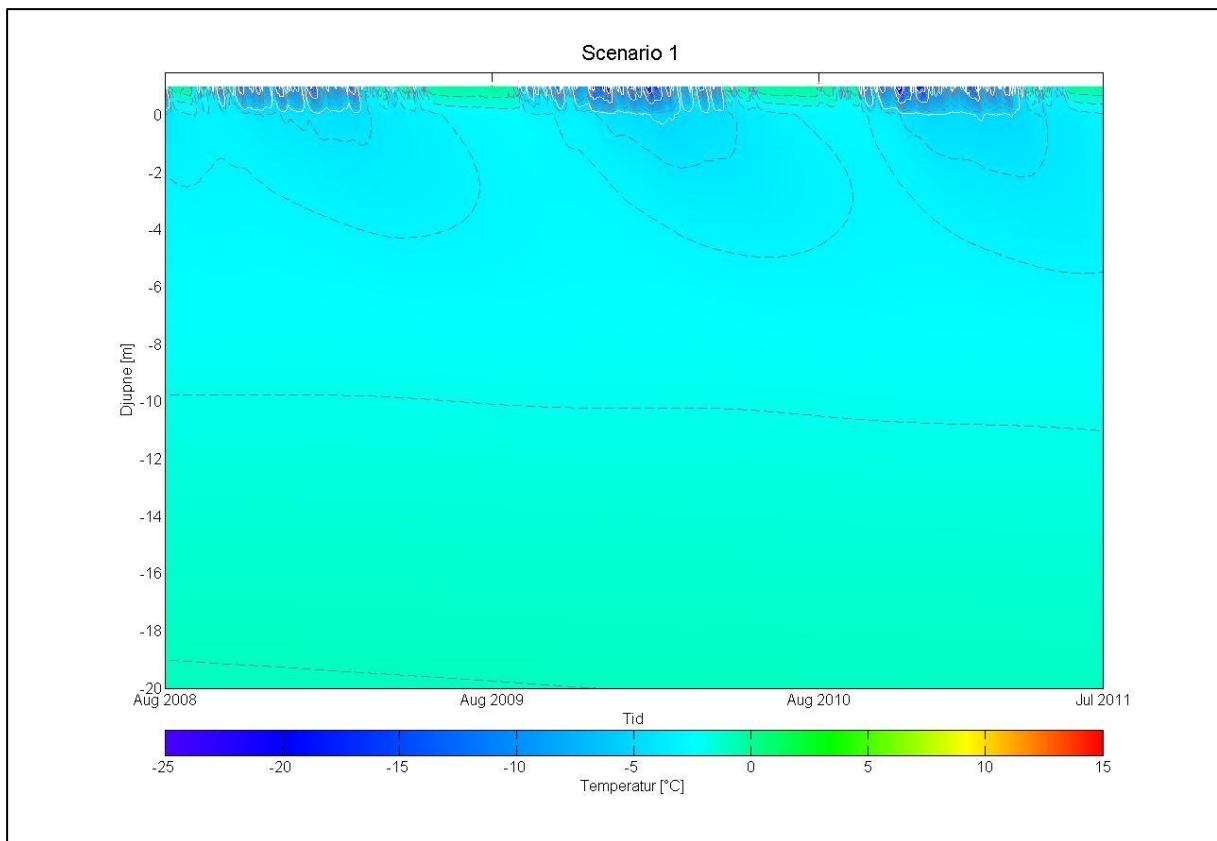
5.5 Modellerte temperaturar Juvfonne

Resultata frå den 1-dimensjonale modelleringa er presenterte på dei følgjande sidene. Dei modellerte temperaturane for 3 ulike scenario; for varmt, for kaldt og reelle snødata, er oppsummerte og framstilte i tabell 5.1. Tabellen gir også ei oversikt over dei målte istemperaturane frå sommaren 2012 og eit gjennomsnitt frå istemperaturane målt over perioden 29. oktober 2009 - 13. juli 2011.

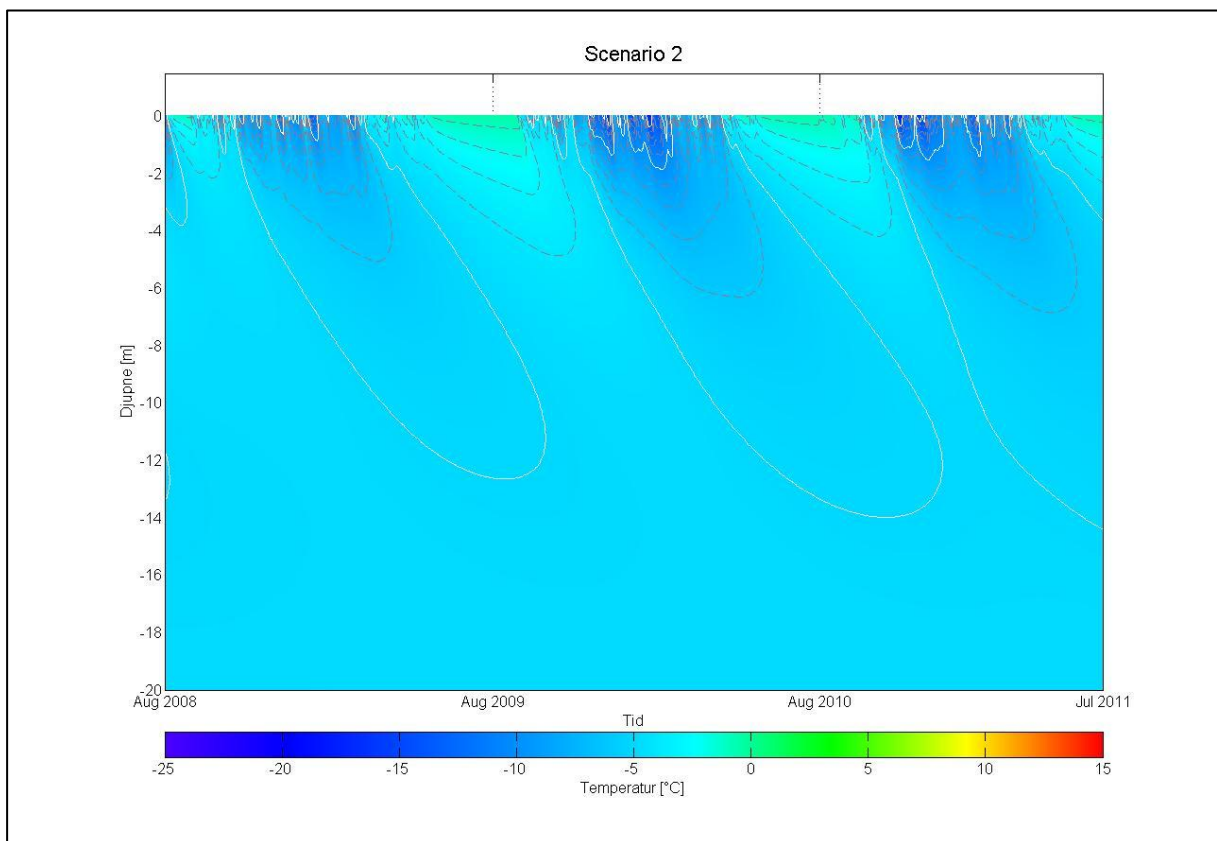
Tabell 5.1. Istemperaturar Juvfonne.

	Djupne [m]	Temperatur [°C]
Scenario 1	20	~ -1,0
Scenario 2	20	-4,8
Scenario 3	13/20	-0,3/-0,06
Istemperatur termistorkabel 1, 2012	13	-3,7
Istemperatur termistorkabel 2, 2012	13	-3,5
Istemperatur middel okt. 2009 – jul. 2011	10 (ved start)	-2,8

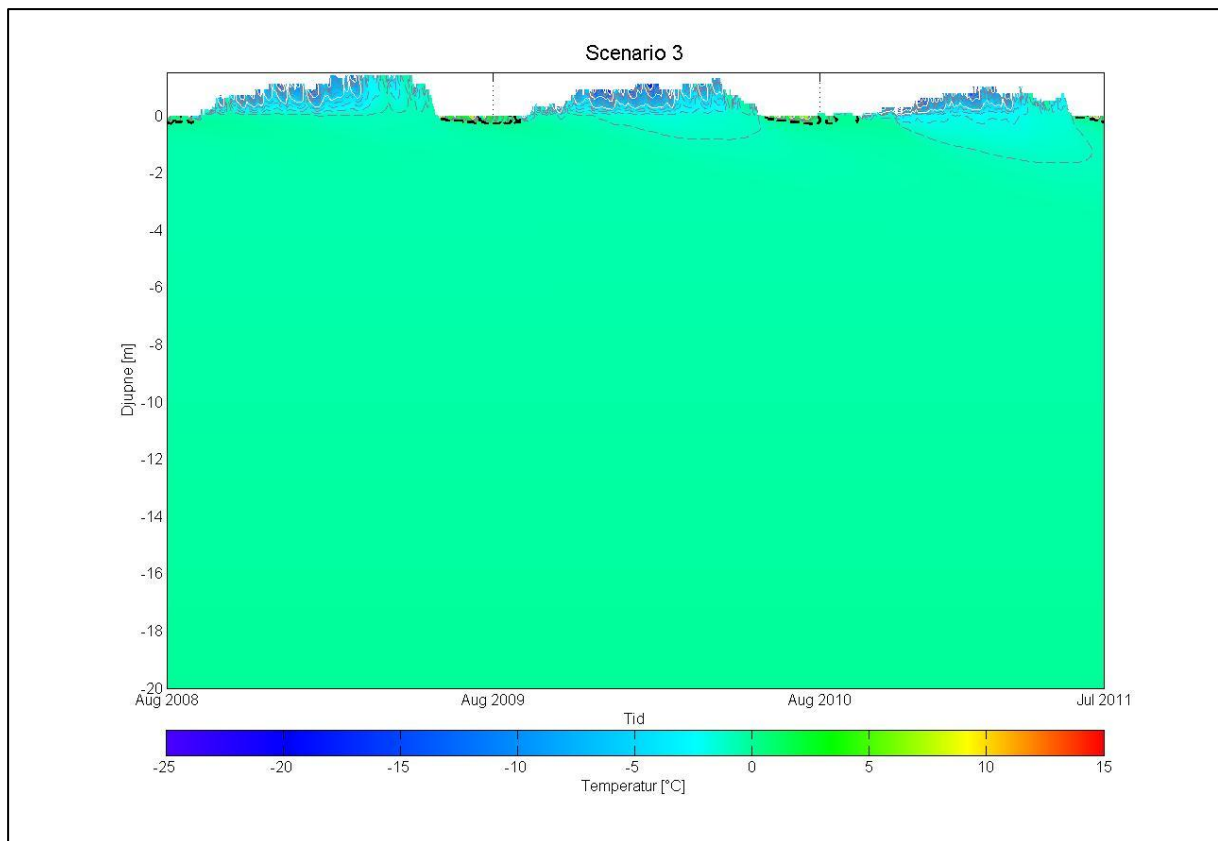
Figurane 5.13-5.15 viser korleis temperaturfelta utviklar seg over ei periode på 3 år. I scenario 1 (figur 5.13) ser ein ei utvikling av kaldare temperaturar. Trenden kan følgjast i heile temperaturprofilen; på 20 meter endrar temperaturen seg frå -0,8 °C det første året til -1,1 °C i slutten av perioden. I scenario 2 (figur 5.14) viser resultata ein liknande trend. Dei kalde vintertemperaturane trengjer stadig lengre ned i ismassen. Temperaturen på 20 meter er derimot stabil, på -4,8 °C. Det tredje scenarioet (figur 5.15) følgjer same trend som dei to første, men med ein vesentleg høgare temperatur. Om sommaren når isoverflata i følge modellen ein temperatur på over 0 °C (dvs. 0 °C i røynda), medan temperaturen på 20 meter djupne berre så vidt held seg under smeltepunktet. Her er temperaturen stabil gjennom heile perioden på -0,06 °C. Vidare viser temperaturfeltet at vintertemperaturane penetrerer djupast i løpet av vinteren med minst snødjupne.



Figur 5.13. Temperaturfelt scenario 1.



Figur 5.14. Temperaturfelt scenario 2.



Figur 5.15. Temperaturfelt scenario 3.

6 Diskusjon

Resultata frå Gråsubreen og Juvfonne viser at dei to ismassene både har like og ulike eigenskapar. I dette kapitlet vil dei presenterte resultata bli diskuterte, der både verdien for den enkelte ismassen og ei samanlikning mellom dei to vil bli lagt vekt på.

6.1 Istemperaturar

6.1.1 Overflatelag med sesongvariasjonar

Temperaturmålingane i Gråsubreen og Juvfonne, figurane 5.1-5.6, anslår eit 10-12 meter tjukt overflatelag der temperaturen varierer med årstidene. Utslaget i sesongvariasjonane minkar med aukande djupne. Det må understrekast at det er snakk om svært få temperaturmålingar over ei forholdsvis kort periode. Målingane gir dermed ikkje eit komplett bilete over korleis temperatursvingingane skjer i detalj. Likevel er det klart at alle temperaturprofila har ei lik utvikling; temperaturvariasjonane minkar med aukande djupne. Vidare stabiliserer temperaturen seg på rundt 12 meter djupne i begge ismassene. Dette resultatet stemmer godt overeins med tal funne i faglitteraturen; ein anslår som regel eit 10-15 meter tjukt overflatelag der temperaturen varierer med årstidene (t.d. Cogley et al., 2011).

Tidsforskyvinga i overflatelaget på Juvfonne er relativ kort, jf. figur 5.7. Den registrerte forskyvinga kan skuldast ulike prosessar. I akkumulasjonsområdet vil eventuell tørr snø isolere ismassen mot kalde vintertemperaturar. Er snøpakken derimot isothermal og metta av smeltevatn, må vatnet først fryse før dei kalde temperaturane kan leiast vidare nedover i isen. Dette gjeld for område på breen/fonna der smeltevatn gjennom sommaren har perkolert ned i snødekket.

Situasjonen stiller seg noko annleis i ablasjonsområdet. Sidan is er eit impermeabelt materiale må vatn drenere på den eksponerte isoverflata, og temperaturen i ablasjonsområdet er dermed avhengig av normal temperaturleining som vidare er bestemt av materialets konduktivitet. Temperaturen i overflatelaget i ablasjonsområdet er også avhengig av kor mykje is som smeltar på sommaren. Dersom det er lite

overflatesmelting, vil vintertemperaturane ikkje bli fjerna i løpet av smeltesesongen og resultatet er eit kaldt overflatelag (Liestøl, 2000).

Sidan dei diskuterte prosessane skjer i ulike område på breen er det vidare viktig for variasjonane i overflatelaget, og vidare temperaturfordelinga i breen, i kva høgde likevektslinja ligg på breen. Dersom likevektslinja flyttar seg oppstraums vil truleg vintertemperaturane få større innverknad på temperaturtilhøva i breen; ein vil ende opp med eit mindre akkumulasjonsområde, der snø isolerer isen og refrysing av smeltevatn må skje i område med våt snø, før vidare nedkjøling er mogleg. Ablasjonsområdet, der istemperaturen direkte er avhengig av varmeleiing, blir tilsvarande større, dersom breen ikkje samstundes opplever ein reduksjon av overflatearealet (t.d. Hodgkins et al., 1999).

6.1.2 Stabile istemperaturar – ein refleksjon av den gjennomsnittlege lufttemperaturen på overflata?

Den stabile istemperaturen i Juvfonne er kaldare enn tilsvarande i Gråsubreen. Dei målte temperaturane på 12 meter djupne er høvesvis om lag $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ein stor skilnad med tanke på at 1) ismassene ligg forholdsvis nær kvarandre reint geografisk, 2) berre 100 høgdemeter skil dei to målepunkta og 3) ismassene vender mot aust-nord aust. Den estimerte lapse raten i området er $-0,005\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{meter}$ (Farbrot et al., 2011), og med tanke på at klimaet ved Gråsubreen i tillegg moglegvis er hakket meir kontinentalt, er truleg den gjennomsnittlege lufttemperaturen ved Gråsubreen noko kaldare enn ved Juvfonne.

Gjennomsnittleg årleg lufttemperatur ved Juvvasshøe er $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ for normalperioden 1961-90 (eKlima, 2013). Ei temperaturauke har dei seinare åra blitt registrert, og for ei valt tiårs periode frå september 2002 til september 2012, låg gjennomsnittleg lufttemperatur $\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ over 1961-90 normalen, på $-3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Med den siste tiårsperioden som eit utgangspunkt, reflekterer istemperaturen i Juvfonne den gjennomsnittlege lufttemperaturen på overflata. Noko som er eit forventa resultat; sidan istemperaturen er målt på ei grunn djupne (13-14 meter), vil det vere ei relativ kort tidsforskyving i punktet, figur 5.7.

På Gråsubreen derimot, der lufttemperaturen truleg er om lag den same eller noko kaldare, er istemperaturen heile 1,5 °C varmare enn i Juvfonne. Temperaturen er målt på om lag same djupne som i Juvfonne; og den same korte tidsforskyvinga bør også vere gjeldande her. Likevel er det altså observert eit misforhold mellom istemperaturen og den gjennomsnittlege lufttemperaturen på Gråsubreen.

Det bør også nemnast at det er nytta ulike termistorar på Juvfonne og Gråsubreen. Men sidan termistorane har same presisjon ($\pm 0,2$ °C), og framgangsmåten for kalibreringa er lik, er det ikkje truleg at skilnaden i istemperatur skuldast ein instrumentasjonsfeil.

6.1.3 Vurdering av klimatiske og glasiologiske faktorar som styrer istemperaturen

Skilnaden i istemperatur er både vesentlig og interessant, og for å finne årsaka er det naturleg å starte med ei vurdering av dei ulike ledda i energibalansen (likning 3.1) for ismassene. Sidan ein ikkje har direkte observasjonar frå dei to isoverflatene, vil vurderinga bli gjort ut i frå andre tilgjengelige data og resonnement.

For det første har Gråsubreen og Juvfonne truleg forholdsvis like mengder innkomande direkte kortbølgja stråling pr. arealeining gjennom eit år. Tek ein i betraktning følgjande argument: 1) begge ismassene har ei aust-nordautleg eksponering, 2) den korte geografiske avstanden mellom dei og 3) dei ligg begge på nordsida av større fjellmassiv, er dette ein rimeleg påstand. Når det gjeld innkomande langbølgja stråling og diffus stråling, sørgjer terrenget rundt Gråsubreen for eit noko større potensiale for tilførsel av energi, enn terrenget rundt Juvfonne. Gråsubreen er avgrensa av ein søraustleg eksponert fjellskrent i nordvest. Det er eit kjent fenomen at slike skrentar sender ut langbølgja stråling, reflekterer kortbølgja stråling og totalt sett bidreg til å auke den innkomande strålinga og dermed tilgjengelig energi for Gråsubreen (Benn og Evans, 2010). Likevel, effekten av denne fjellskrenten kan truleg ikkje tilskrивast mykje av den registrerte temperaturskilnaden.

Strålingsbalansen, og då særleg delen med innkomande kortbølgja stråling, er truleg den viktigaste komponenten i energibalansen på Gråsubreen og Juvfonne. Forsking frå norske brear viser at dei turbulente fluksane, latent og følbar varme, har større betyding

for dei meir maritime breane på Vestlandet (t.d. Andreassen et al., 2008; Giesen et al., 2009; Klemsdal, 1968).

Vidare er det ikkje truleg at skilnaden i istemperatur kan skuldast høgare input av energi gjennom den geotermiske varmestraumen. På Juvvasshøe er den geotermiske varmestraumen estimert til $0,033 \pm 0,006 \text{ W/m}^2$ (Isaksen et al., 2001). I området kring Gråsubreen er truleg verdien omtrent den same då dei to lokalitetane består av same berggrunn, nærare bestemt skyvedekker av grunnfjellsbergartar, med lik tektonisk alder (Ramberg et al., 2007). Til samanlikning er den globale middelverdien $0,06 \text{ W/m}^2$ noko som er bidreg til å smelte ein istjukkelse på 6 mm i eit punkt per år, dersom isen er ved trykksmeltepunktet (Benn og Evans, 2010). Sidan det er påvist tjukk permafrost i området (t.d. Isaksen et al., 2001) er truleg energibidraget frå den geotermiske varmestraumen så godt som fråverande.

Totalt sett er det lite som tyder på at Gråsubreen har mykje større tilførsel av ekstern energi i form av innkomande stråling, turbulente fluksar og geotermisk varme enn kva som er tilfellet på Juvfonne. Truleg kan indre glasiologiske prosessar, som isdeformasjon og friksjon, vere årsaka til noko av temperaturskilnaden. Men som resultata indikerer og som seinare blir diskutert, er ishastigheita i Gråsubreen truleg låg, noko som vidare betyr at indre isdeformasjon og friksjon neppe kan svare for ein temperaturskilnad på $1,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ åleine.

Den store mengda påfrosen is på Gråsubreen tyder på at refrysing av smeltevatn er ein viktig prosess som truleg bidrar mykje til å auke temperaturen i dei øvste laga på breen. Eksempelvis kjenner ein til fleire brear på Svalbard der istemperaturen ligg fleire grader over gjennomsnittleg lufttemperatur, som eit resultat av oppvarming av isen gjennom refrysing av smeltevatn (t.d. Björnsson et al., 1996). I område med våt snø har denne prosessen stor betyding for temperaturtilhøva i isen, då prosessen i mange tilfeller totalt eliminerer vintertemperaturane og sørger for at isen i desse områda er temperert.

Truleg er refrysing av smeltevatn ein viktig prosess også på Juvfonne. Dette er stadfesta av temperaturmålingane framstilt i figur 5.3 der den øvste termistoren ligg i ein isothermal snøpakke. Vidare veit ein at det har vore fleire år med lite snøakkumulasjon gjennom vinteren etterfulgt av varme somrar, noko som har ført til mykje smelting over heile fonna. Den seinare tida gjeld dette spesielt åra 2006 og 2010 (Nesje et al., 2012).

Smelting over heile fonna vil føre til at effekten av oppvarming gjennom refrysing av smeltevatn blir redusert, og vintertemperaturar får dermed større verknad på istemperaturen.

6.1.4 Temperaturprofil

Temperaturprofil, figur 5.4-5.6, i dei to ismassene viser like trekk med kalde temperaturar i overflatelaget og stabile temperaturar i djupna.

Figur 3.3 viser ein teoretisk temperaturprofil frå ein bre der adveksjon fører til kalde temperaturar i det indre av breen. I dei djupare områda aukar temperaturen. Temperaturprofilet registrert frå Gråsubreen har likheitstrekk til den teoretiske temperaturprofilet, men istemperaturen når ikkje trykksmeltepunktet. Dette skuldast for det første at temperaturmålingane ikkje er djupare enn 15 meter. Men, truleg vil heller ikkje ein fullstendig temperaturprofil frå overflata til bresolen i dette området av breen, nå trykksmeltepunktet. Temperaturmålingane er nemleg lokalisert i eit mindre aktivt, grunt område av breen. Isen er truleg kald tvers igjennom og fastfrosen i underlaget, noko som resultata frå radarundersøkingane støttar.

6.2 Radardata

Bruk av georadar har gjort det mogleg å kartlegge delar av den indre strukturen, djupna og botntopografien på Gråsubreen og Juvfonne. Nokre av radargramma i resultatdelen viser indre refleksjonar som blir omtala og diskutert i dette avsnittet. Vidare bidreg radargramma til å danne eit meir heilskapleg bilete av dei to ismassene; ved hjelp av radargramma er det mogleg å avdekke kanskje den største skilnaden mellom Gråsubreen og Juvfonne.

6.2.1 Gråsubreen

Lengdeprofil

I lengdeprofilet frå Gråsubreen viser analysen ein refleksjonshorisont om lag 20-30 meter over botnreflektorane i det djupaste området. Refleksjonshorisonten er teikna inn med stipla linje i figur 5.8. I dette området er det vidare svært vanskeleg å følgje reflektoren frå botnen. Sidan radarbølgjene blir reflektert frå ein eller fleire grunnare reflektor(ar), propagerer mindre bølgeenergi heile vegen ned til botnen og botnreflektoren er antatt svakare. Dette kjem tydeleg fram i figur 5.10 der amplituden til to individuelle radarspor (a og b) er framstilt. Som figuren viser har den øvste refleksjonshorisonten i 5.10 b) eit mindre utslag i reflektert bølgeenergi enn utslaget som kjenneteiknar botnreflektoren frå resten av profilet, figur 5.10 a). Dermed kan ein tolke den øvste reflektoren som ein indre reflektor, og sidan den er samanhengande over eit lengre strekke, kan reflektorane definerast som ein indre refleksjonshorisont. Vidare har botnreflektoren eit mindre utslag i figur 5.10 b) enn i a).

Dei indre reflektorane er lokalisert i den djupaste delen av breen. Det er som nemnt over, forholdsvis vanskeleg å følgje botnreflektoren her. Tolkinga av botnen er basert på utslaget i reflektert energimengde for dei individuelle radarspora. To moglege botnreflektorar er merka av i figur 5.8. Reflektoren som ligg djupast kan vere ein såkalla multippel refleksjon av den verkelege botnen. Ein multippel refleksjon oppstår ved at energi blir spreidd frå objektet mot ein uavhengig tredjepart. Tredjeparten reflekterer energien tilbake til objektet og til slutt tilbake til mottakaren. Det mottatte signalet er svakare, men attkjenneleg, og sidan energien har tilbakelagt ei lengre distanse, vil reflektoren frå det sekundære signalet ligge djupare enn den primære reflektoren

(Reynolds, 2011). Multiple refleksjonar kan i denne samanhengen vere eit problem i overfordjupa område og basseng med mykje kringliggande topografi (Copland og Sharp, 2001). Moglege multiplar er observert både i lengde- og tverrprofilen.

Figur 5.10 viser eit djupnekart over breen. Her kan ein tydeleg sjå at Gråsubreen er overfordjupa og på det meste er breen ~135 meter djup, om ein legg til grunn botnreflektoren med heiltrukken linje i figur 5.8.

Nærmare fronten er det i to tilfelle observert vertikal støy. Truleg stammar denne støyen frå ein stake på overflata. Ein slik type refleksjon/støy kan også oppstå på grunn av bresprekker. I dette tilfellet vart det under radarundersøkingane ikkje observert sprekkar i den då snøfrie overflata, så denne forklaringa fell bort. Ei tredje mogleg forklaring er at støyen skuldast ein englasial kanal. Englasiale kanalar kan ha opphav som dreneringskanalar på overflata som gradvis smeltar seg nedover i isen. Lukking av taket på grunn av iskryp, refrysing av smeltevatn eller driftande snø, vil sørge for at kanalen ikkje lenger er synleg på overflata (Benn og Evans, 2010). Ein slik englasial kanal vil truleg opptre som ein, eller nokre få, tydeleg(e) refleksjon(ar) og ikkje som ein vedvarande refleks gjennom heile det vertikale vindauget. Dermed er også denne tredje forklaringa mindre sannsynleg enn den førstnemnde, og støyen skuldast dermed truleg ein stake på overflata.

Tverrprofil

I tverrprofilen (retning nordvest - søraust) er botnreflektoren svært tydeleg og enkel å kjenne att, figur 5.9. Berre i eit område kan det observerast reflektorar som "forstyrarar" den elles svært tydelege botnreflektoren. Dette området er merka med piler i radargrammet. Dei uregelmessige refleksjonane kan skuldast støy frå kringliggande topografi, eit problem knytt til område som er overfordjupa (t.d. Copland og Sharp, 2001). Elles viser tverrprofilen ingen teikn til indre refleksjonar.

Vidare er botntopografien i tverrprofilen karakterisert av eit svært grunt område. Her er breen på det grunnaste berre om kring 13 meter djup. Istjukkelsen aukar både vest og aust for dette punktet, høvesvis til om lag 86 og 46 meter. Den djupaste delen ligg med andre ord vest for denne "ryggen" i botntopografien, sjå også djupnekartet i figur 5.11.

Radargramma frå den austlege delen av Gråsubreen viser ikkje spor av indre refleksjonar, støy eller multiple refleksjonar. Fråveret av multiple refleksjonar fortel om ein relativ enkel botntopografi utan overfordjupa område. Istjukkelsen her er på det meste 46 meter, altså betydeleg grunnare enn den vestlege delen. Den austlege delen er dermed truleg mindre aktiv enn den vestlege, ettersom både istjukkelsen og hellinga på underlaget er mindre.

Tolking indre refleksjonshorisont

Indre refleksjonshorisonter kan skuldast fleire ting; mellom anna overgangen mellom kald og temperert is, englasiale kanalar og morenemateriale, jf. del 4.2.6. Truleg er overgangen mellom kald og temperert is årsaka til den tydelege refleksjonshorisonten i radargrammet frå Gråsubreen. Medan radarbølgjer kan propagere gjennom kald is omtrent utan energitap, blir store mengder bølgeenergi reflektert i den tempererte sona på grunn av at denne isen inneheld små vassfylte holrom (t.d. Bamber, 1988; Dowdeswell et al., 1984; Pettersson, 2005).

Som skildra i metodekapitlet er refleksjonseffektiviteten, det vil seie kor godt eit objekt er attkjenneleg, avhengig av bølgefrequensen og av storleiken og forma til objektet. Dette medfører ei redusering av refleksjonseffektiviteten dersom bølgelengda blir mykje større enn objektet. Er objektet derimot større enn bølgelengda er refleksjonseffektiviteten praktisk talt uendra. Dette forklarar den dårlege oppløysinga for låge bølgefrequensar, og er vidare grunnen til at ein bør velje låge frekvensar for å sikre at bølgjene penetrerer heilt ned til botnen (Plewes og Hubbard, 2001; Watts og England, 1976).

I tråd med denne teorien kan ein ved å bruke forskjellige bølgefrequensar få kunnskap om storleiken på objekta som forårsakar refleksjonen. På Storglaciären i Nord-Sverige har det blitt gjennomført ein slik studie av overgangen mellom eit kaldt overflatelag og eit underliggende lag av temperert is. I studien er det brukt 5 ulike senterfrekvensar i intervallet 130-1300 MHz. Resultatet viser at overgangen mellom kald og temperert is ligg på ei vesentlig større djupne ved den lågaste senterfrekvensen på 155 MHz, enn kva tilfellet er for frekvensar over 345 MHz. Vidare har samanlikninga av ulike frekvensar gjort det mogleg å anslå at objekta; dei vassfylte holromma i det tempererte laget som

forårsakar refleksjonen, har ein storleik på mellom 0,1 og 0,05 meter om ein føreset at objekta er sfæriske (Pettersson, 2005).

Kvifor lågfrekvensbølgjene ikkje blir reflektert frå den same djupna som høgfrekvensbølgjene, kan ha ulike forklaringar. Det kan skuldast at den øvste delen av det tempererte laget inneheld mindre vasslommer, og at dei først blir større lenger ned i det tempererte laget. Ein slik struktur vil gjere den øvste delen transparent for låge frekvensar; med bølgjelengder som er mykje større enn refleksjonsobjekta. Ei anna mogleg forklaring, er at talet på og tettleiken av vasslommer varierer romleg i det tempererte laget. Ein høg tettleik av vasslommer kan forsterke mengda reflektert energi og gjere signalet attkjennelege sjølv om dei individuelle vasslommene i utgangspunktet er for små i forhold til bølgjelengda. Dermed kan eit gradvis aukande vassinnhald, i staden for objektstorleik, forklare skilnaden i rapportert djupne for overgangen mellom kald og temperert is for ulike frekvensar (Pettersson, 2005). Eit aukande vassinnhald frå overgangen mellom kald og temperert is og nedover i den tempererte sona, har også blitt observert på Svalbard. På Uvérsbreen har ein gjennom radarundersøkingar funne at vassinnhaldet aukar gradvis frå overgangen mellom kald og temperert is og til om lag 10-20 meter ned i den tempererte sona, før det stabiliserer seg (Hamran et al., 1996). Truleg har overgangen mellom kald og temperert is både eit aukande vassinnhald og ein aukande storleik på dei vassfylte holromma. Hovudpoenget er at det er vatn tilstade i den tempererte isen og at materialet dermed har ein høgare dielektrisk konstant enn kald is.

Sidan det ikkje finst temperaturmålingar frå overgangen mellom kald og temperert is på Gråsubreen, må det understrekast at dette er ei tolking av dei tilgjengelege resultata og at ein berre med ei viss sikkerheit kan slå fast at refleksjonshorisonten faktisk er ein overgang mellom ulike temperaturtilhøve. Vidare er det med mangel på temperaturmålingar, vanskeleg å vurdere kor vidt radargramma viser korrekt djupne ned til det tempererte laget. Om ein støtter seg på resultata frå Storglaciären, er truleg djupna ned til overgangen noko overestimert i radargramma frå Gråsubreen, sidan det også her vart brukt lågfrekvensradiobølgjer. Frå Svalbard er det rapportert ein god match mellom temperaturmålingar og radardata av overgangen mellom kald og temperert is. Her vart det brukt antenner med to ulike senterfrekvensar; 5-20 MHz og 320-370 MHz (Björnsson et al., 1996; Ødegård et al., 1992).

Lokalisering og omfang av temperert islag på Gråsubreen

Den indre refleksjonshorisonten frå lengdeprofilen er tolka til å vere overgangen mellom kald og temperert is. Dette inneber vidare ei tolking av eit temperert islag langs bresolen i dette området av breen. Området er det djupaste og truleg mest aktive av dei kartlagde områda. Ser ein på eit topografisk kart over Gråsubreen, er det kring sentrallinja frå botnen opp mot Glittertinden og nordaustover mot brefronten, det synes å vere mest aktivitet i breen. Her går høgdekotene frå konkave til konvekse, som dei normalt gjer om likevektslinja på ein bre i rørsle (Liestøl, 2000). I det følgjande vil likevektslinja ein kan definere frå kartet bli omtala som den *topografiske likevektslinja*.

Vidare er det vanskeleg å anslå omfanget av det tempererte islaget. For det første er det berre i eit av profila ein med sikkerheit kan definere ein indre refleksjonshorisont. Det er ingen temperaturmålingar i dette området, og som diskutert over kan bruk av lågfrekvensbølgjer resultere i ei overestimering av djupne ned til overgangen mellom kald og temperert is. For det andre er det stor mangel på data vestover mot Austre Glittertindoksle.

Likevel kan ein med bakgrunn i analysen av radardata og topografiske faktorar, hevde at det tempererte islaget truleg er tilstade langs bresolen i eit visst romleg område kring den topografiske likevektslinja, og eit stykke nedover i ablasjonsområdet.

Andre vurderingar av radardata frå Gråsubreen

Radargramma frå Gråsubreen viser forutan dei allereie nemnde indre refleksjonane, få teikn til indre deformasjon og lagdeling. Den låge senterfrekvensen på 50 MHz som vart brukt, gir ei for dårleg oppløysing til å kartlegge slike detaljar. Med eit høgfrekvensradarsystem hadde det i mykje større grad vore mogleg å også kartlegge indre deformasjonsstruktur. På den andre sida, og som tidlegare diskutert, vil bølgjer med ein høgare frekvens ikkje penetrere like djupt som lågfrekvensbølgjer. Sidan hovudmålet i denne samanhengen var å kartlegge temperaturtilhøva i isen og langs bresolen, vart nettopp 50 MHz antenna valt.

Vidare gjer dei ulike tidsvindauga på radargramma det vanskelegare å tolke refleksjonshorisontar. Radargramma er ikkje direkte samanliknbare, og medan ein i lengdeprofilen, figur 5.8, kan sjå ein klar skilnad mellom botnreflektoren og den indre

refleksjonshorisonten, er det i radargramma med mindre tidsvindaugse tidvis vanskeleg å avgjere om det i det heile tatt finst ein indre refleksjonshorisont. Dette gjeld først og fremst for eit profil som ligg parallelt med lengdeprofilet, om lag 100 meter lenger aust, sjå oversiktskartet i figur 4.1 og radargramma i vedlegg B.

6.2.2 Juvfonne

Refleksjonshorisontar

Om ein samanliknar radargramma frå Juvfonne og Gråsubreen er det tydeleg at dei to ismassene er noko ulike. I dei framstilte radargramma frå Juvfonne, figur 5.12, er to overgangar mellom ulike dielektriske medium synlege. Den første er overgangen mellom snø/firn og is, medan den andre er overgangen mellom is og underliggande berggrunn. Sistnemnde kan samanliknast med dei skildra refleksjonshorisontane frå Gråsubreen; ein går frå eit nærast transperent medium (kald is) til eit medium der store mengder bølgeenergi blir reflektert (temperert is/berggrunnen). Den øvste overgangen i Juvfonne, mellom snø/firn og underliggande is, skuldast det motsette, nemleg ei redusering i mengde reflektert bølgeenergi.

Vidare er botnsignalet mindre tydeleg i radargramma frå Juvfonne. Dette skuldast truleg først og fremst at mesteparten av bølgeenergien blir reflektert allereie i det øvste laget som består av snø/firn. I tillegg vart det brukt ei radarantenne med ein noko høgare bølgefrequens under kartlegginga av Juvfonne, og som diskutert tidlegare har høgfrekvensradarbølger dårlegare penetreringsevne enn lågfrekvensradarbølger. Skilnaden på senterfrekvensane var ikkje meir enn 50 MHz, og effekten av bruken av ulike frekvensar, er truleg langt mindre enn effekten av eit lag med snø/firn som sørgjer for refleksjon av store mengder bølgeenergi.

Ingen av overgangane i den indre strukturen i Juvfonne blir tolka som overgangen mellom kald og temperert is. Visuelt sett liknar ingen av refleksjonshorisontane i Juvfonne på horisonten tolka som overgangen mellom kald og temperert is i Gråsubreen. At Juvfonne truleg berre inneheld kald is, er ikkje overraskande om ein vurderer resultata samla: 1) isen held ein temperatur på $-3,5^{\circ}\text{C}$ på 13 meters djupne, 2) fonna er på det meste om lag 20 meter djup og 3) overflatearealet er ikkje større enn om lag $0,15\text{ km}^2$.

Indre struktur

Den indre strukturen i Juvfonne er vidare todelt. Den øvste delen består av lag som er nær parallelle med overflata slik den er i dag. Denne delen er underlagt av eit islag som i større grad ser ut til å ha vore deformert. Strukturen er folda og prega av meir krumme reflektorar som dannar ein klar inkonformitet med laga nærme overflata. Dette kjem tydeleg fram i radargrammet i figur 5.12 1). Tidlegare radarundersøkingar ved Juvfonne har rapportert om den same todelte indre strukturen, og vidare har observasjonar i ein tunnel i fonna stadfesta lagdelinga (Nesje et al., 2012).

Den todelte strukturen i Juvfonne blir tolka som eit teikn på at fonna har gjennomlevd ulike fasar. Deformasjon av is har vore ein aktiv prosess når fonna tidlegare hadde eit større isvolum, truleg under den vesle istida (Nesje et al., 2012). Lagdelinga nærme overflata viser at fonna i dag har lite deformasjon, isen blir ikkje transportert vekk frå overflata, og strukturen er oppbygd av enkle firn- og islag.

6.3 Modellerte temperaturtilhøve i Juvfonne

Resultata frå dei to hypotetiske scenarioa (1 og 2) tyder på at permafrost er til stades under Juvfonne. Både det "for kalde" og "for varme" alternativet resulterer i negative temperaturar på 20 meters djupne. Det siste scenarioet, der modellen blir køyrt med faktiske snødata frå Juvflye, resulterer derimot i temperaturar svært nærme 0 °C i heile temperaturprofilen. Temperaturen ligg ikkje i intervallet mellom dei "for kalde" og "for varme" modellerte temperaturane, og dermed stemmer resultatet ikkje overeins med den framstilte hypotesen. Vidare samsvarer dei modellerte temperaturane dårleg med dei målte istemperaturane frå Juvfonne. Misforholdet mellom modellerte og målte temperaturar kan skuldast ulike årsaker som vil bli diskutert i dei komande avsnitta.

For det første fins det ikkje observerte snødata frå sjølve Juvfonne. Den brukte snødataserien er henta frå eit permafrost borehol som er lokalisert om lag 500 meter frå Juvfonne i ei nordaustleg retning. I eit alpint fjellandskap er snødekket svært variabelt (t.d. Farbroten et al., 2011; Isaksen et al., 2011) og det er mogleg at datasettet som er brukt i denne øvinga, ikkje er representativt for Juvfonne. Likevel, sidan fonna eksisterer, er det sannsynleg at snødekket faktisk er djupare på fonna enn i det kringliggande terrenget. Dei isolerende eigenskapane snø innehar, fører til at tidspunktet for snøfall og den vidare oppbygginga av snødekket er ein svært viktig faktor for utviklinga av temperaturprofilen. Snødekket har, som resultata viser, store konsekvensar for kor langt dei kalde vintertemperaturane trengjer ned i fonna.

Det er vidare knytt noko usikkerheit til sjølve metoden brukt i øvinga. I ei "spin-up"-tilnærming antek ein at starttemperaturen ein oppnår, er i likevekt med dei rådande klimaforholda. Ein tek dermed ikkje omsyn til ein mogleg trend. Å anta ein slik likevektssituasjon medfører usikkerheit, men er likevel naudsynt i denne metoden.

Dei korte tidsseriane bidreg til usikkerheitene rundt snødata. Ein lenger tidsserie eksisterer dessverre ikkje. Av same grunn er det uvisst kor godt dei valde snødata som vart brukt til å lage ein "spin-up" representerer ein gjennomsnittleg snøsesong ved Juvflye. Den nytta snøsesongen var den mest snørike i tidsserien, og vart vald nettopp av den grunn. Som diskutert over, er det truleg meir snø på Juvfonne enn i terrenget elles. På den andre sida, med eit svært variabelt snødekke, kan det vere vintrar med lite snø som tillèt kalde temperaturar å penetrere djupare ned i fonna. Det vert understreka at

på grunn av den korte tidsserien på 3 år, er detaljane av denne variabiliteten ikkje kjende.

Resultata frå dei hypotetiske scenarioa gir eit intervall av sannsynleg temperatur ved botnen av Juvfonne som spanner frå $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $-4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Desse verdiane er rekna som to ekstreme ytterpunkt, og fungerer som ei øvre og nedre grense for den faktiske temperaturen. Gitt den årleg lufttemperaturen på $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ for normalperioden 1961-90, synest det modellerte intervallet å vere rimeleg. I tillegg passar dei målte istemperaturane på om lag $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ godt inn i det totale biletet. Som nemnt i del 6.1.2 samsvarar dei målte istemperaturane, og no også det modellerte intervallet, endå betre med den årlege lufttemperaturen frå tiårs perioden 2002-2012. I denne perioden er det observert noko høgare lufttemperaturar, og gjennomsnittet er om lag $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ varmare enn 1961-90 normalen (eKlima, 2013).

6.4 Ei vurdering av temperaturløva i Gråsubreen

Analysen av Gråsubreen tyder på at breen inneheld både kald og temperert is, og dermed kan definerast som ein polytermal bre. Det tempererte laget er lokalisert langs bresolen i området kring den topografiske likevektslinja og eit stykke nedover i ablasjonsområdet. Analysen viser ikkje teikn til andre tempererte soner. Om ein ser på oversikta over ulike typar polytermale brear i figur 3.1 vil Gråsubreen høyre til under type a). Denne typen brear høyrer heime i kalde klima og er karakterisert av lite overflatesmelting. Nydanna is er kald, men kan nå trykksmeltepunktet i djupe områder ved indre oppvarming (Benn og Evans, 2010). Det vert understreka at denne framstillinga av polytermale brear er teoretisk og generaliserande, og at det i røynda finst fleire og meir kompliserte variantar.

Truleg er ikkje den nydanna isen på Gråsubreen kald. På Svalbard er dei fleste polytermale breane kjenneteikna av eit temperert akkumulasjonsområde og eit overflatelag av kald is i ablasjonsområdet, tilsvarende type e) i figur 3.1 (e.g. Björnsson et al., 1996; Ødegård et al., 1992). Storglaciären nord i Sverige har same karakteristikk (Holmlund og Eriksson, 1989; Pettersson et al., 2003; Pettersson et al., 2007). Det tempererte akkumulasjonsområdet oppstår i all hovudsak på grunn av refrysing av smeltevatn i områder med våt snø. Det kalde overflatelaget i ablasjonsområdet er som regel underlagt av temperert is. Denne tempererte isen har truleg blitt transportert nedstraums frå akkumulasjonsområdet. Oppvarming av is til trykksmeltepunktet in situ, på grunn av isdeformasjon og friksjon, kan også vere ei mogleg forklaring på eit basalt temperert lag i ablasjonsområdet (Björnsson et al., 1996).

Lóvénbreen på Svalbard har fleire likheitstrekk med Gråsubreen; eit temperert islag kan identifiserast under eit kaldt overflatelag i sentrale delar av breen. Dette er stadfesta av direkte målingar av istemperaturen. Den tempererte isen er transportert til området frå to botnar der kalde vintertemperaturar blir eliminert på grunn av stor snøakkumulasjon (Björnsson et al., 1996).

Det er rimeleg å foreslå eit liknande opphav for den tempererte isen i Gråsubreen. Dette inneberer at Gråsubreen har eit temperert akkumulasjonsområde, noko ein ikkje kan identifisere frå radarundersøkingane. Dette kan skuldast at 1) den tempererte isen er transportert frå ein del av akkumulasjonsområdet ein ikkje har radardata frå, 2) den

tempererte isen er ikkje transportert frå akkumulasjonsområdet, men danna in situ gjennom oppvarming lokalt frå deformasjon og friksjon, 3) det undersøkte området av Gråsubreen er i realiteten ein del av breen sitt ablasjonsområde og 4) Gråsubreen gjennomgår ei endring i temperaturtilhøve og vidare fordelinga av kald og temperert is.

Under innsamling av radardata i september 2012 var isoverflata eksponert over heile lengdeprofilet, som dermed var ein del av ablasjonsområdet dette året. Snø vart observert berre i dei høgstliggande, vestlege områda på breen. Her kan temperert is bli danna, og vidare bli transportert nedstraums. Massebalansemålingar frå NVE (sjå vedlegg C) fortel at likevektslinja dei seinare åra ofte har leie på om lag 2200 m.o.h. (Andreassen et al., 2011), eit område som ikkje vart undersøkt med radar, og som ein dermed ikkje kjenner temperaturtilhøva i.

Den tempererte sona finn ein i det området der isen er tjukkast. Den kan ikkje følgjast opp i akkumulasjonsområdet, som dei seinare åra har vore avgrensa til dei høgstliggande områda på breen. Dette kan tale for at den tempererte isen faktisk er danna in situ gjennom isdeformasjon og friksjon, og ikkje er transportert frå akkumulasjonsområdet. På den andre sida taler den låge ishastigheita i Gråsubreen for at ei slik in situ oppvarming, er lite truleg.

Sidan målingane starta i 1962 er den kumulative netto massebalansen -17,7 meter vassekvivalentar (Andreassen et al., 2011). Det faktum at isvolumet i Gråsubreen minkar, kan mellom anna få konsekvensar for temperaturtilhøva i breen, då ei tynning av polytermale brear kan resultere i at dei blir fullstendig kalde. Ei slik endring i temperaturtilhøve er til dømes observert på Scott Turnerbreen på Svalbard, der det er hevda at breen, som no er kald, tidlegare var polytermal med eit temperert akkumulasjonsområde og eit kaldt ablasjonsområde (Hodgkins et al., 1999). Ei endring i temperaturregimet vil vidare få følgjer for tilhøva langs botnen; dei tidlegare tempererte sonene vil fryse fast i bakken og eventuell subglasial erosjon vil stanse opp (Björnsson et al., 1996; Etzelmüller og Hagen, 2005).

Dette er også ei sannsynleg utvikling på Gråsubreen. Truleg har likevektslinja leie noko lågare tidlegare, jf. den omtala topografiske likevektslinja, då massebalansen var meir stabil. Ein kan dermed tenkje seg at temperert is frå det då større akkumulasjonsområdet, vart transportert nedover i breen til det overfordjupa området

som i dag framleis er fylt av temperert is. Isen kan i tillegg ha blitt varma opp gjennom isdeformasjon og friksjon. Etter kvart som likevektslinja har flytta seg oppover på breen, har vintertemperaturane fått større innverknad på temperaturtilhøva og utbreiinga av kald is. I dei grunnare områda har bresolen frose fast i underlaget. Den tempererte sona har dermed blitt avsnørt frå akkumulasjonsområdet og er no truleg siste rest av temperert is i ablasjonsområdet på Gråsubreen. Ein kan ikkje utelukke at det er fleire tempererte soner i Gråsubreen, men desse ligg truleg i akkumulasjonsområdet. Under slike tempererte soner kan det oppstå ein talik i permafrosten (Liestøl, 2000). Elles er Gråsubreen truleg underlagt av permafrost.

Ser ein vidare på massebalansemålingane har Gråsubreen ei lita masseomvelting; det vil seie at forholdsvis lite masse blir transportert frå akkumulasjons- til ablasjonsområdet per år. Dette tyder på at isrørsla i Gråsubreen skjer ved låge hastigheiter, noko som er assosiert med kald is. Også andre observasjonar frå Gråsubreen tyder på at breen er dominert av kald is; det er ikkje observert sprekkeområde i overflata eller breglepper i brekanten. Dette gjeld både der terrenget glir slakt over i breoverflata, og i området ved den bratte skrenten mot Glittertinden. Fråveret av breglepper og sprekker tyder på at ishastigheita er låg.

Vidare viser radarundersøkingane at den austre delen av Gråsubreen berre inneheld kald is. Denne delen er også skilt frå hovuddelen av ein rygg i botntopografien og er truleg mindre aktiv enn den vestlege delen av Gråsubreen. Ein kan tenke seg at før isreduksjonen i Gråsubreen, var også den austlege delen meir aktiv enn den er i dag. Slik tilstanden er no deler den i staden fleire likheitstrekk med Juvfonne. Likevel, den målte istemperaturen er frå nettopp denne delen av breen og er $\sim 1,5$ °C varmare enn istemperaturen på tilsvarande djupne i Juvfonne. Som tidlegare diskutert er denne temperaturskilnaden vanskeleg å forklare med tanke på at dei klimatiske faktorane er vurdert til å vere om lag like for dei to ismassene. Og sidan ishastigheita i Gråsubreen er låg kan ikkje oppvarming gjennom glasiologiske prosessar tilskrivast ein temperaturskilnad på heile 1,5 °C.

6.5 Juvfonne – Ei totalvurdering av ismassen

Alle dei omtalte resultata tyder på at Juvfonne berre inneheld kald is. Temperaturane er negative på 13 meter djupne og radarundersøkingane viser ingen teikn til refleksjonar frå tempererte soner. Fonna har negative temperaturar ved solen og er underlagt av permafrost. Vidare er fonna utan indre rørsle og dermed ikkje ein aktiv bre.

Tidlegare radarundersøkingar og radarundersøkingar gjort i samband med denne oppgåva, rapporterar om ein todelt struktur i Juvfonne. Medan refleksjonshorisontane er nær parallelle i overflatelaga, viser refleksjonshorisontane på større djupne lag som er prega av deformasjon og som ikkje er parallelle med dagens overflate. Ved graving av tunnelar, i 2010 og 2012, har det vore mogleg å observere den indre isstrukturen i Juvfonne. Islaga kan ofte skiljast frå kvarandre ved hjelp av tynne organiske lag (Nesje et al., 2012).

Gjennom det tverrfaglege arbeidet ved Klimapark 2469 har det vore mykje aktivitet knytt både til dei ovannemnde organiske laga i Juvfonne, og til funn og vidare datering av arkeologiske gjenstandar i og rundt fonna. Det mest oppsiktsvekkande funnet vart gjort gjennom datering av eit organisk lag frå det djupaste området av Juvfonne, som gjennom ein 70 meter lang tunnel vart tilgjengeleg våren 2012. Det organiske materialet; mellom anna ekskrement frå reinsdyr, er datert til å vere ~6000 år gammalt. Isen materialet ligg i, må minst vere av same alder, og er med dette den eldste isen nokosinne datert i Noreg (Klimapark2469, 2012). Tunnelen stoppar i det ein møter berggrunnen i bakkant av fonna. Her kan ein observere at isen faktisk er fastfrosen i underlaget.

Den todelte strukturen med eit deformert indre, tyder på at Juvfonne har eit glasialt opphav. Det er hevda at Juvfonne truleg hadde ei større utbreiing under den vesle istida, og vidare karakteristikk som ein liten, kald bre. Noko som igjen medfører indre deformasjon og rørsle (Nesje et al., 2012). Likevel, dateringa frå dei djupe områda av Juvfonne, tyder ikkje på at breen under den vesle istida har transportert is til brefronten for smelting. Det er mogleg at deformasjon berre skjedde i ei viss grad, slik at mengda brerørsle/istransport ikkje var tilstrekkeleg for å "frakte vekk" den gamle isen. Det er også mogleg at den vesle istida rett og slett ikkje varte lenge nok til at breen rakk å

transportere unna den gamle isen, før isvolumet i Juvfonne vart redusert og brerørsla stoppa opp igjen.

Den seinaste dateringa frå 2012 slår fast at isen i Juvfonne vart danna lenge før den vesle istida. Ved hjelp av sedimentprøver frå brevatn rundt om i Jotunheimen har ein mykje kunnskap om den tidlegare breaktiviteten i området. I løpet av Holosen forsvann alle breane på fastlands-Noreg for ein periode, også i Jotunheimen. Vidare viser fleire studie frå ulike delar av Jotunheimen ein aukande breaktivitet etter ~6000 cal. år BP (Nesje et al., 2008). Denne breaktiviteten kulminerer førebels i den vesle istida, noko som stemmer godt med observasjonane frå Juvfonne.

7 Konklusjon

Gjennom denne masteroppgåva har temperaturtilhøva i Gråsubreen og Juvfonne blitt kartlagd. Ismassene ligg i den alpine permafrostsona i Jotunheimen, og temperaturtilhøva i berggrunnen påverkar også temperaturtilhøva i isen.

Temperaturmålingar frå Gråsubreen og Juvfonne fortel om eit overflatelag der temperaturane varierer gjennom året. Utslaget i temperatursvingingar minkar med aukande djupne. Den stabile istemperaturen er noko varmare i Gråsubreen enn i Juvfonne.

I radargramma frå Gråsubreen ligg det ein indre refleksjonshorisont over botnreflektoren i sentrale delar av breen. Refleksjonshorisonten angir overgangen mellom kald og temperert is. Dette er den einaste tempererte sona ein finn i dei kartlagde områda. Den tempererte isen er truleg blitt transportert nedstraums frå eit temperert akkumulasjonsområde. Truleg hadde Gråsubreen tidlegare eit større akkumulasjonsområde der refrysing av smeltevatn, eliminerte dei kalde vintertemperaturane. På bakgrunn av desse diskuterte resultata kan Gråsubreen definerast som ein polytermal bre. Breen er truleg fastfrosen til underlaget i områda med kald is, medan subglasial erosjon kan gå føre seg i den tempererte sona. Den austlege delen av breen inneheld berre kald is og er dermed mindre aktiv enn den vestlege delen.

Radarundersøkingar, temperaturmålingar og modellerte resultat er samstemte i at Juvfonne består av kald is og er fastfrosen i solen. Ismassen er i dag ikkje i rørsle, men har eit glasialt opphav; på eit tidlegare tidspunkt har det vore deformasjon av isen og Juvfonne har vore i rørsle.

8 Framtidig arbeid

Denne masteroppgåva har kartlagt temperaturtilhøva ved to ismasser i Jotunheimen. Resultata gir eit innblikk i korleis temperaturtilhøva er i dag og vidare eit mogleg samanlikningsgrunnlag for framtidige undersøkingar. Ved gjentekne undersøkingar kan ein kartlegge korleis temperaturtilhøva endrar seg over tid, gjerne knytt til det svært aktuelle temaet som omhandlar klimaendringar.

Masteroppgåva slår vidare fast at både glasiologiske prosessar og prosessar knytt til permafrost er viktige for ismassene. Truleg gjeld dette også for fleire ismasser i Jotunheimen. Ei kartlegging av fleire brear/fonner vil vere interessant for å anslå omfanget av polytermale brear jf. utbreiinga av permafrost.

Også i samband med det tverrfaglege arbeidet ved Klimapark 2469 vil ei kartlegging av ismasser knytt til andre funnstader vere av interesse. Tilsvarande undersøkingar kan gjere greie for korleis temperaturtilhøva er i dag, og ei kartlegging av den indre strukturen kan fortelje om tidlegare fasar og utbreiing. Ei betre forståing av korleis brear/fonner har variert i utbreiing, storleik og aktivitet kan igjen gi eit betre innblikk i den menneskelege aktiviteten i området.

Litteraturliste

- ANDREASSEN, L. M., KJØLLMOEN, B., ELVEHØY, H., JACKSON, M., og GIESEN, R. H. (2011). *Glaciological investigations in Norway in 2010* (B. Kjøllmoen Ed. Vol. Report 3 2011). Oslo: Noregs Vassdrags- og energidirektorat.
- ANDREASSEN, L. M., VAN DEN BROEKE, M. R., GIESEN, R. H., og OERLEMANS, J. (2008). *A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway*. Journal of Glaciology, 54(185), 245-258.
- ARCGIS-HELP. (2013). TIN surface. Retrieved 10.05.13, from <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html#/006000000000100000>
- BAMBER, J. (1987). *Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers*. Ann. Glaciol, 9, 5-10.
- BAMBER, J. (1988). *Enhanced radar scattering from water inclusions in ice*. Journal of Glaciology, 34(118), 293-296.
- BENN, D. I. og EVANS, D. J. A. (2010). *Glaciers & glaciation* (2nd ed.). London: Hodder Education.
- BERTHLING, I. og ETZELMÜLLER, B. (2011). *The concept of cryo-conditioning in landscape evolution*. Quaternary Research, 75(2), 378-384.
- BJÖRNSSON, H., GJESSING, Y., HAMRAN, S.-E., HAGEN, J. O., LIESTÖL, O., PÁLSSON, F., og ERLINGSSON, B. (1996). *The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding*. Journal of Glaciology, 42(140), 23-32.
- CALLANAN, M. (2012). *Central Norwegian Snow Patch Archaeology: Patterns Past and Present*. Arctic, 65, 178-188.
- COGLEY, J. G., HOCK, R., RASMUSSEN, L. A., ARENDT, A. A., BAUDER, A., BRAITHWAITE, R. J., JANSSON, P., KASER, G., MÖLLER, M., NICHOLSON, L., og ZEMP, M. (2011). *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology, 86.
- COPLAND, L. og SHARP, M. (2001). *Mapping thermal and hydrological conditions beneath a polythermal glacier with radio-echo sounding*. Journal of Glaciology, 47(157), 232-242.
- CUFFEY, K. M. og PATERSON, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciers* (4th ed.): Elsevier.

- DOWDESWELL, J. A., DREWRY, D. J., LIESTØL, O., og ORHEIM, O. (1984). *Radio echo-sounding of Spitsbergen glaciers: problems in the interpretation of layer and bottom returns*. Journal of Glaciology, 30(104), 16-21.
- EKLIMA. (2013). from Meteorologisk institutt www.eklima.no
- ETZELMÜLLER, B., BERTHLING, I., og SOLLID, J. L. (2003). *Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway*. Geomorphology, 52(1-2), 87-104.
- ETZELMÜLLER, B. og HAGEN, J. O. (2005) Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost: Vol. 242* (pp. 11-27). London: Geological Society.
- ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T. V., ISAKSEN, K., CHRISTIANSEN, H. H., FARBROT, H., og BENESTAD, R. (2011). *Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century*. The Cryosphere, 5(1), 67-79.
- ETZELMÜLLER, B., ØDEGÅRD, R. S., VATNE, G., MYSTERUD, R. S., TONNING, T., og SOLLID, J. L. (2000). *Glacier characteristics and sediment transfer system of Longyearbreen and Larsbreen, western Spitsbergen*. Norsk Geografisk Tidsskrift, 54(4), 157-168.
- FARBROT, H., ETZELMULLER, B., SCHULER, T. V., GUOMUNDSSON, A., EIKEN, T., HUMLUM, O., og BJORNSSON, H. (2007). *Thermal characteristics and impact of climate change on mountain permafrost in Iceland*. Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 112(F03S90).
- FARBROT, H., HIPPE, T. F., ETZELMULLER, B., ISAKSEN, K., ODEGARD, R. S., SCHULER, T. V., og HUMLUM, O. (2011). *Air and Ground Temperature Variations Observed along Elevation and Continentality Gradients in Southern Norway*. Permafrost and Periglacial Processes, 22(4), 343-360.
- GIESEN, R. H., ANDREASSEN, L. M., VAN DEN BROEKE, M. R., og OERLEMANS, J. (2009). *Comparison of the meteorology and surface energy balance at Storbreen and Midtdalsbreen, two glaciers in southern Norway*. The Cryosphere, 3(1), 57-74.
- HAMRAN, S. E., AARHOLT, E., HAGEN, J. O., og MO, P. (1996). *Estimation of relative water content in a sub-polar glacier using surface-penetration radar*. Journal of Glaciology, 42(142), 533-537.
- HIPPE, T., ETZELMULLER, B., FARBROT, H., SCHULER, T. V., og WESTERMANN, S. (2012). *Modelling borehole temperatures in Southern Norway - insights into permafrost dynamics during the 20th and 21st century*. The Cryosphere, 6(3), 553-571.

- HODGKINS, R., HAGEN, J. O., og HAMRAN, S.-E. (1999). *20th century mass balance and thermal regime change at Scott Turnerbreen, Svalbard*. *Annals of Glaciology*, 28(1), 216-220.
- HOLMLUND, P. og ERIKSSON, M. (1989). *The cold surface layer on Storglaciaren*. *Geografiska Annaler, Series A*, 71 A(3-4), 241-244.
- HUBBARD, B. og GLASSER, N. F. (2005). *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*: Wiley.
- ISAKSEN, K., HAUCK, C., GUDEVANG, E., ØDEGARD, R. S., og SOLLID, J. L. (2002). *Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data*. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56(2), 122-136.
- ISAKSEN, K., HOLMLUND, P., SOLLID, J. L., og HARRIS, C. (2001). *Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 13-25.
- ISAKSEN, K., ODEGARD, R. S., ETZELMULLER, B., HILBICH, C., HAUCK, C., FARBROT, H., EIKEN, T., HYGEN, H. O., og HIPPE, T. F. (2011). *Degrading Mountain Permafrost in Southern Norway: Spatial and Temporal Variability of Mean Ground Temperatures, 1999-2009*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(4), 361-377.
- JULIUSSEN, H. og HUMMEL, O. (2008). *Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgâhogna and Sjølen, central-eastern Norway*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1), 1-18.
- KARTVERKET. (2013). from Statens kartverk www.norgeskart.no
- KLEMSDAL, T. (1968). A glacial-meteorological study of Gråsubreen, Jotunheimen *Norsk Polarinstitutt Årbok* (pp. 58-74). Oslo: Norsk Polarinstitutt.
- KLIMAPARK2469. (2012, 27.12.2012). mimisbrunn.no. Retrieved 11.10.12, from <http://mimisbrunn.no/den-eldste-isen-i-juvfonne-i-jotunheimen-er-6000-ar-gammel/>
- KOTTEK, M., GRIESER, J., BECK, C., RUDOLF, B., og RUBEL, F. (2006). *World map of the Koppen-Geiger climate classification updated*. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-264.
- LIESTØL, O. (2000). *Glaciology*. Oslo: Unipub forlag.
- LILLEOREN, K. S. og ETZELMULLER, B. (2011). *A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in Norway*. *Geografiska Annaler: Series A. Physical Geography*, 93(3), 175-191.

- MACHERET, Y. Y. og ZHURAVLEV, A. (1982). *Radio echo-sounding of Svalbard glaciers*. Journal of Glaciology, 28(99), 295-314.
- MAURING, E., KOZIEL, J., LAURITSEN, T., RØNNING, J. S., og TØNNESEN, J. F. (1994). *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak* (Vol. 94.024). Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- NESJE, A. (2012). *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- NESJE, A., BAKKE, J., DAHL, S. O., LIE, O., og MATTHEWS, J. A. (2008). *Norwegian mountain glaciers in the past, present and future*. Global and Planetary Change, 60(1-2), 10-27.
- NESJE, A., PILO, L. H., FINSTAD, E., SOLLI, B., WANGEN, V., ODEGARD, R. S., ISAKSEN, K., STOREN, E. N., BAKKE, D. I., og ANDREASSEN, L. M. (2012). *The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway*. Holocene, 22(4), 485-496.
- NGU. (2012). NORPERM-databasen. Retrieved 15.06.12, from Norges Geologiske Undersøkelse <http://geo.ngu.no/kart/permafrost/>
- NORDLI, Ø. (2000). *Fjellet i snø, vind, sol og tåke*: Det Norske Samlaget.
- NVE. (2009, 10.02.2009). Gråsubreen. Retrieved 10.10.12, from <http://www.nve.no/no/vann-og-vassdrag/hydrologi/bre/bremalinger/massebalansemaalinge/grasubreen/>
- PETTERSSON, R. (2004). *Dynamics of the cold surface layer of polythermal Storglaciären, Sweden*. (Doctoral dissertation), Stockholm University, Stockholm.
- PETTERSSON, R. (2005). *Frequency dependence of scattering from the cold-temperate transition surface in a polythermal glacier*. Radio Science, 40(RS3007).
- PETTERSSON, R., JANSSON, P., og HOLMLUND, P. (2003). *Cold surface layer thinning on Storglaciären, Sweden, observed by repeated ground penetrating radar surveys*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 108(F1), 6004.
- PETTERSSON, R., JANSSON, P., HUWALD, H., og BLATTER, H. (2007). *Spatial pattern and stability of the cold surface layer of Storglaciären, Sweden*. Journal of Glaciology, 53(180), 99-109.
- PLEWES, L. A. og HUBBARD, B. (2001). *A review of the use of radio-echo sounding in glaciology*. Progress in Physical Geography, 25(2), 203-236.

- RAMBERG, I. B., BRYHNI, I., og NØTTVEDT, A. (2007). *Landet blir til: Norges geologi*. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- REYNOLDS, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- SENORGE. (2013). www.senorge.no. Retrieved 02.03.13, from Meteorologisk Institutt
- SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J., SANJOSÉ, J. J., og DEL RÍO, L. M. (2011). *Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: The Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain)*. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 93(2), 57-70.
- SNL.NO. (2013). termistor. Retrieved 21.03.2013, from Store norske leksikon <http://snl.no/termistor>
- SOLLID, J. L. og SØRBEL, L. (1974). *Palsa bogs at Haugtjørnin, Dovrefjell, South Norway*. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 28, 53-60.
- SOLLID, J. L. og SØRBEL, L. (1988). *Influence of temperature conditions in formation of end moraines in Fennoscandia and Svalbard*. *Boreas*, 17, 553-558.
- SOLLID, J. L. og SØRBEL, L. (1994). *Distribution of glacial landforms in southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet*. *Geogr. Ann.*, 76 A, 25-35.
- STEINHART, J. S. og HART, S. R. (1968). *Calibration curves for thermistors* *Deep-Sea Research*, 15(4), 497-503.
- SØRDAL, H. (2012a), Fotografi Gråsubreen.
- SØRDAL, I. (2012b), Fotografi feltarbeid Gråsubreen/Juvfonne.
- SØRDAL, S. (2012c), Fotografi Gråsubreen.
- VAN EVERDINGEN, R. (ed. 1988 revidert mai 2005). *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*: Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center.
- WATTS, R. D. og ENGLAND, A. W. (1976). *Radio-echo sounding of temperate glaciers: ice properties and sounder design criteria*. *Journal of Glaciology*, 17(75).
- WESTERMANN, S., BOIKE, J., LANGER, M., SCHULER, T. V., og ETZELMULLER, B. (2011). *Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost*. *Cryosphere*, 5(4), 945-959.

- WILLIAMS, P. J. og SMITH, M. W. (1989). *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- WING, M. G., EKLUND, A., og KELLOGG, L. D. (2005). *Consumer-grade global positioning system (GPS) accuracy and reliability*. *Journal of Forestry*, 103(4), 169-173.
- ØDEGÅRD, R. S., SOLLID, J. L., og LIESTOL, O. (1992). *Ground temperature-measurements in mountain permafrost, Jotunheimen, Southern Norway*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 231-234.
- ØDEGÅRD, R., LIESTØL, O., og SOLLID, J. L. (Cartographer). (1987). Juvflya Kvartærgeologi og Geomorfologi 1:10000.
- ØDEGÅRD, R. S., HAMRAN, S.-E., BØ, P. H., ETZELMÜLLER, B., VATNE, G., og SOLLID, J. L. (1992). *Thermal regime of a valley glacier, Erikbreen, northern Spitsbergen*. *Polar Research*, 11(2), 69-79.
- ØDEGÅRD, R. S., HOELZLE, M., JOHANSEN, K. V., og SOLLID, J. L. (1996). *Permafrost mapping and prospecting in southern Norway*. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 50(1), 41-53.
- ØSTREM, G. (1964). *Ice-Cored Moraines in Scandinavia*. *Geografiska Annaler*, 46(3), 282-337.

Vedlegg

- Vedlegg A: Oppsett av termistorkablar og temperaturmålingar Juvfonne og Gråsubreen
- Vedlegg B: Radarprofil Gråsubreen
- Vedlegg C: Massebalansemlålingar Gråsubreen

Vedlegg A

Temperaturmålingar frå Juvfonne og Gråsubreen er framstilt i tabellane A-1, A-2 og A-3.

Tabell A-1. Oppsett av termistorkabel og temperaturmålingar frå Juvfonne, kabel 1.

Juvfonne Termistorkabel 1 (UTM 32V 465657 6838410)							
#	djupne (m)	farge	jording	kOhm			
				12.06.2012	20.06.2012	11.08.2012	31.08.2012
1	5	raud	blå	4,48	4,45	4,22	4,2
2	8	svart	kvit	5,23	5,26	5,12	5,09
3	11	gul	grå	5,52	5,57	5,54	5,54
4	13	turkis	rosa	4,46	4,51	4,5	4,51
5	14	brun	lilla	5,24	5,29	5,29	5,3
				Temperatur (°C)			
				-3,64	-3,48	-2,24	-2,13
				-3,75	-3,88	-3,26	-3,12
				-3,05	-3,27	-3,14	-3,14
				-3,42	-3,68	-3,63	-3,68
				-3,18	-3,40	-3,40	-3,44

Tabell A-2. Oppsett av termistorkabel og temperaturmålingar frå Juvfonne, kabel 2.

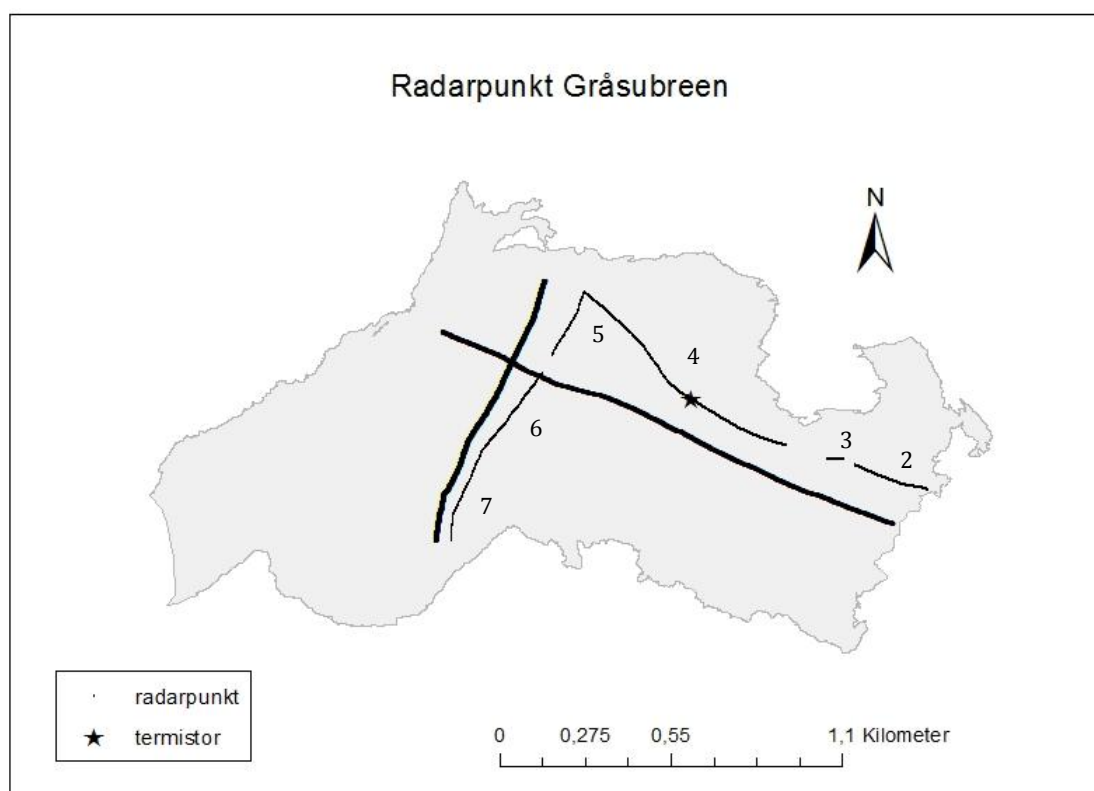
Juvfonne Termistorkabel 2 (UTM 32V 465735 6838310)							
#	djupne (m)	farge	jording	kOhm			
				11.06.2012	20.06.2012	11.08.2012	31.08.2012
1	-5	raud	blå	5	5,01	4,88	4,88
2	-8	svart	kvit	4,57	4,65	4,45	4,42
3	-11	gul	grå	5,49	5,63	5,55	5,52
4	-13	turkis	rosa	5,2	5,34	5,32	5,32
5	-14	brun	lilla	5,03	5,22	5,21	5,21
				Temperatur (°C)			
				-0,48	-0,53	0,10	0,10
				-3,03	-3,43	-2,40	-2,25
				-3,17	-3,76	-3,42	-3,30
				-2,95	-3,57	-3,48	-3,48
				-2,58	-3,45	-3,40	-3,40

Tabell A-3. Oppsett av termistorkabel og temperaturmålinger frå Gråsubreen.

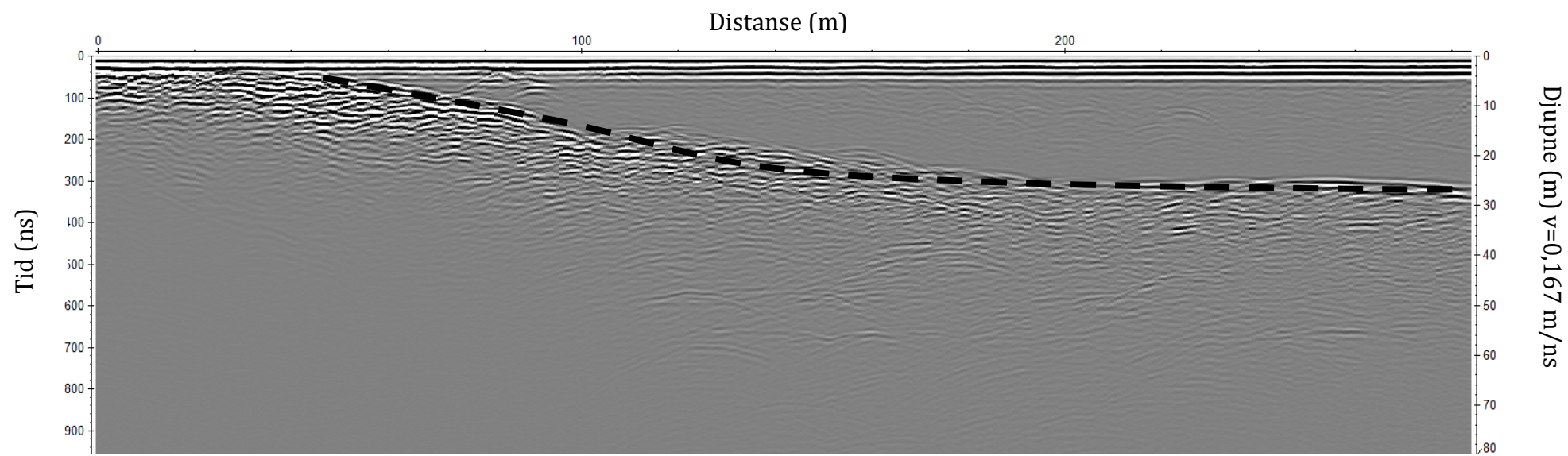
Gråsubreen (UTM 32V 479179 6836083)						
				kOhm		
#	djupne (m)	farge	jording	21.06.2012	12.08.2012	08.09.2012
1	5,2	kvit	BRUN/GUL FELLES	38,2	36,1	35,5
2	5,4	brun		38,2	36,2	35,7
3	5,8	grøn		38,1	36,2	35,6
4	6,2	gul		38,6	36,8	36,3
5	6,6	grå		38,3	36,8	36,3
6	7	rosa		38,4	37	36,5
7	7,5	blå		38,2	37,1	36,6
8	8	raud		38,1	37,3	36,8
9	8,5	svart		38,1	37,5	37,1
10	9	lilla		37,8	37,4	37,1
11	10	grå/rosa		37,5	37,3	37,1
12	12	raud/blå		36,9	37	36,9
13	15	kvit/grøn		36,2	36,3	36,3
				Temperatur (°C)		
				-2,91	-1,78	-1,45
				-3,02	-1,95	-1,68
				-3,13	-2,12	-1,78
				-3,20	-2,25	-1,98
				-3,16	-2,37	-2,09
				-3,12	-2,39	-2,12
				-3,04	-2,47	-2,20
				-2,97	-2,55	-2,28
				-2,89	-2,58	-2,36
				-2,76	-2,55	-2,39
				-2,60	-2,49	-2,39
				-2,29	-2,34	-2,29
				-1,99	-2,04	-2,04

Vedlegg B

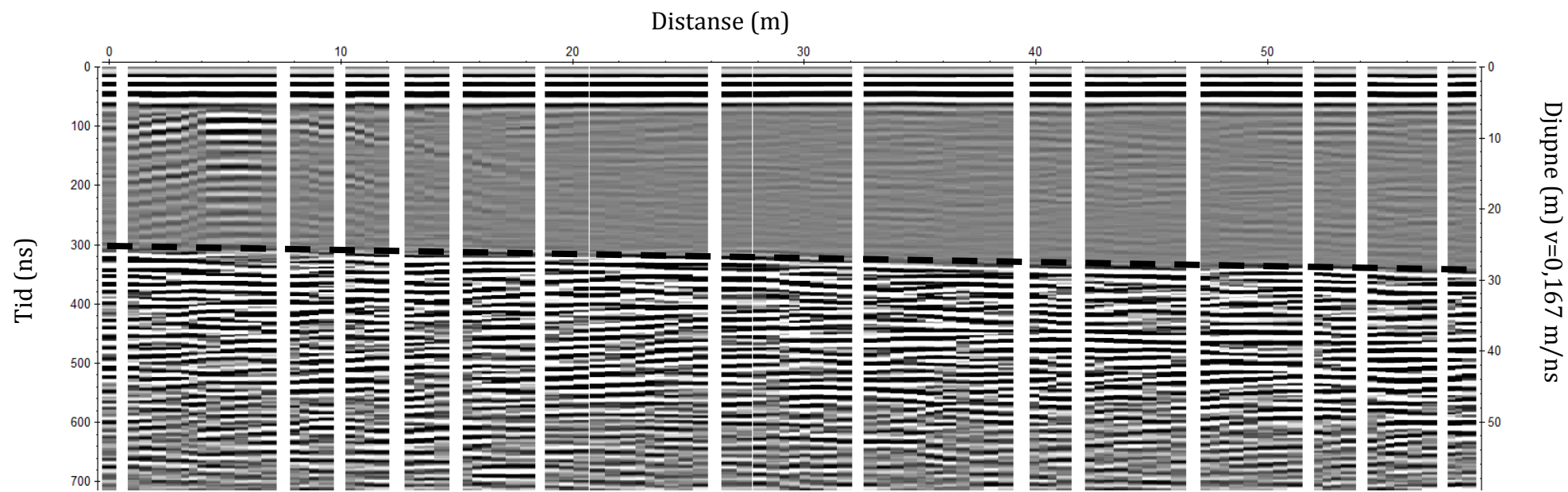
Figurane B-2-7 viser dei resterande radargramma frå Gråsubreen. Oversikt over profila og plasseringa deira på breen er framstilt på kartet i figur B-1. Desse radargramma vart brukt i analysen av botntopografien på lik linje som radargramma vist i resultatdelen.



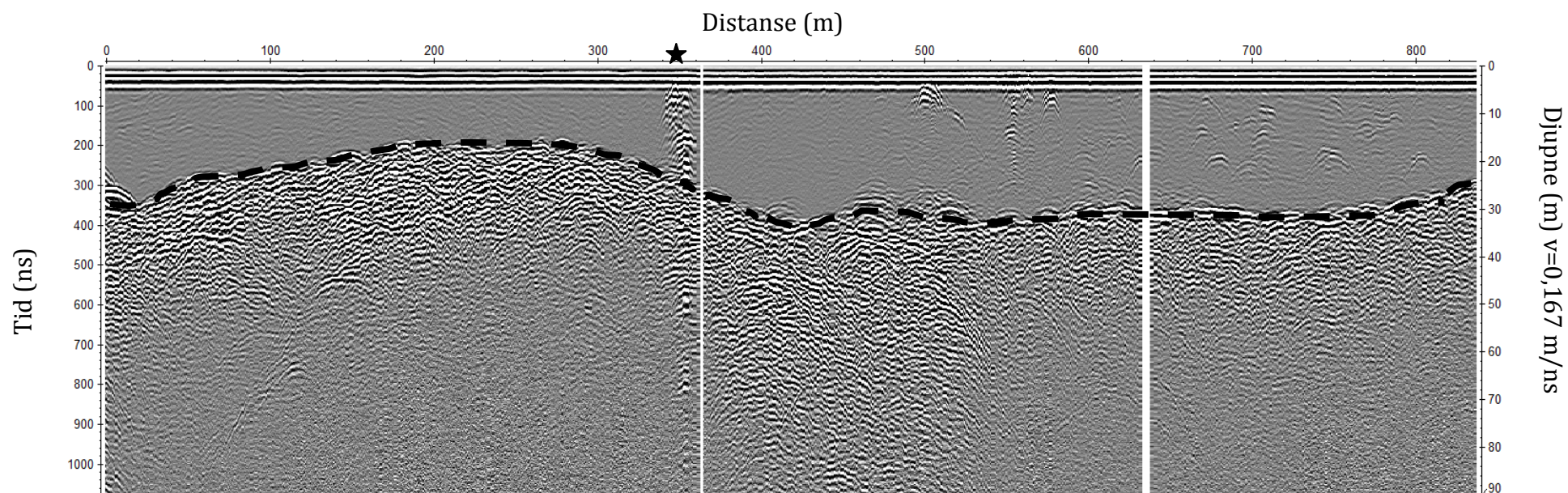
Figur B-1. Kart over radarprofilar på Gråsubreen. Dei nummererte radarprofila (2-7) korresponderar til figur nr. B -2, B-3 osv.



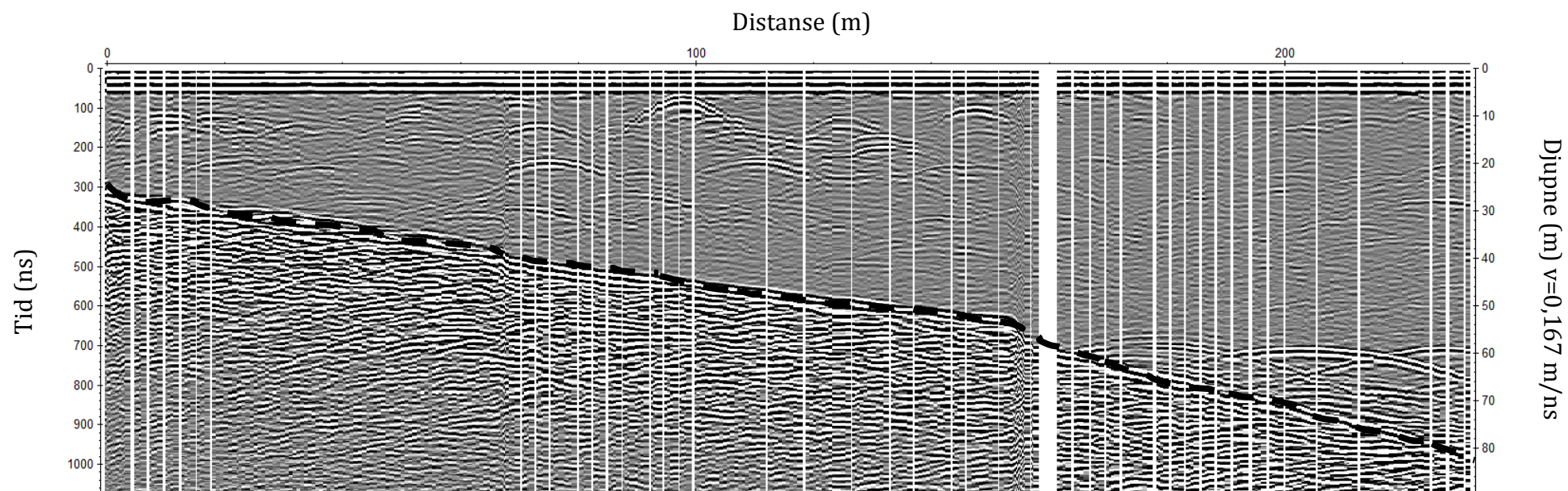
Figur B-2. Radargram frå Gråsubreen. Profilet viser botntopografien i det ein beveger seg inn på breen frå aust (venstre i profilet).



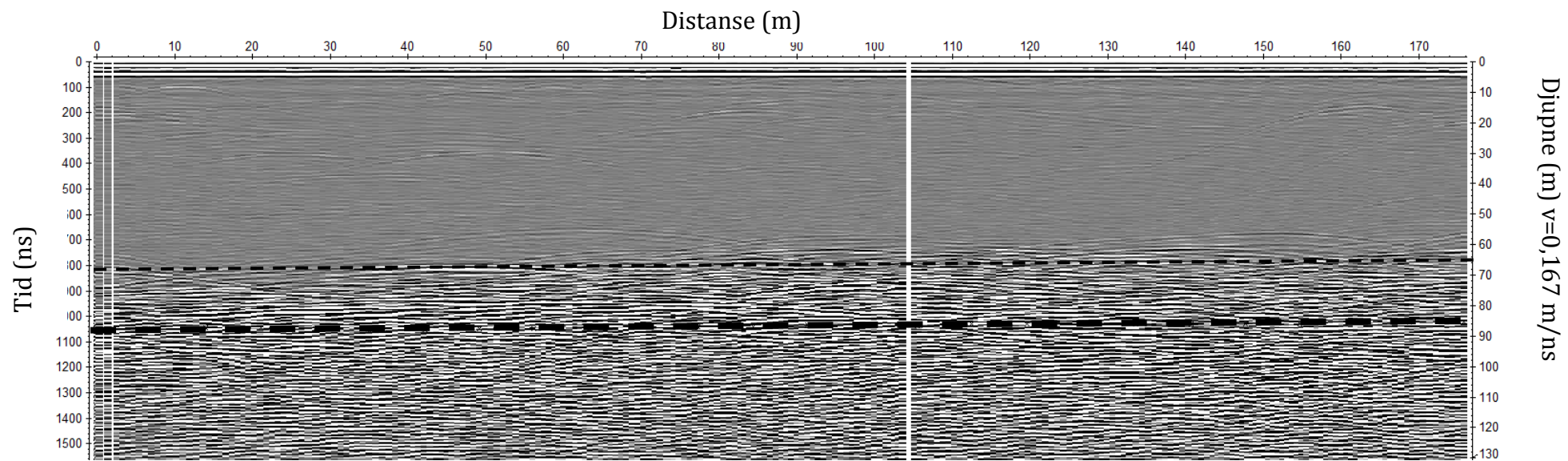
Figur B-3. Radargram frå Gråsubreen. Profilet viser ei maksimum djupne på knappe 30 meter.



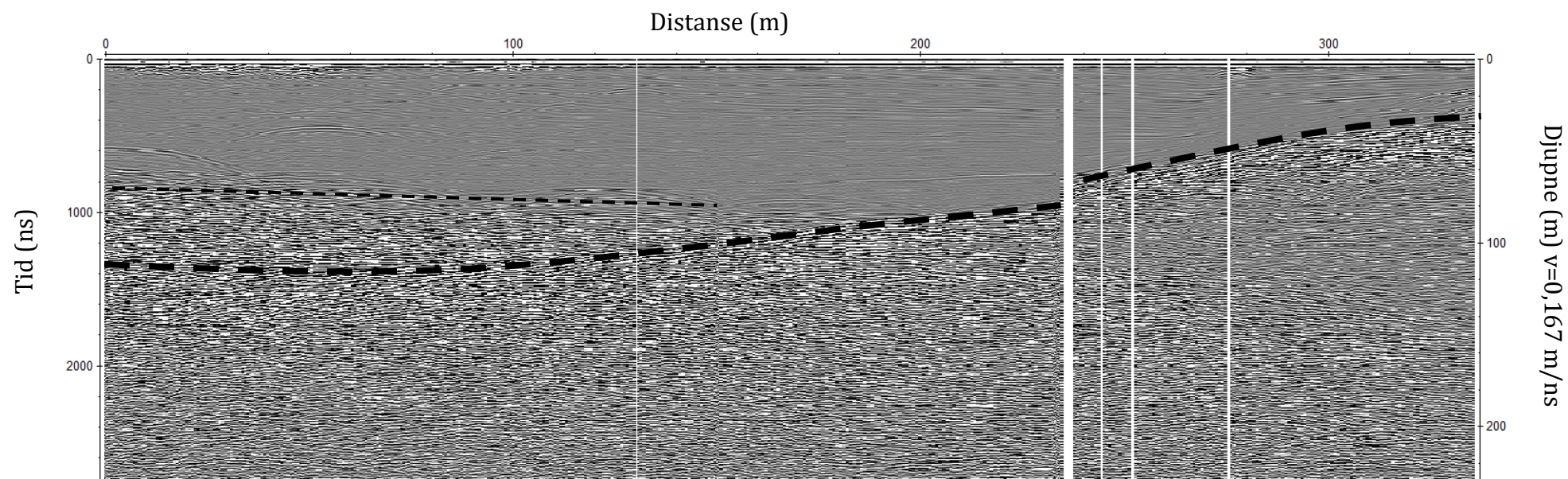
Figur B-4. Radargram frå Gråsubreen. Stjerna angir omtrentleg posisjon til termistorkabelen, også merka av i figur B-1. Legg også merke til støyen i dette området som truleg skuldast ein stake i overflata. Dette profilet viser ei maksimum djupne på om lag 35 meter. Den topografiske ryggen som vart omtala i diskusjonen er også tydeleg i dette radargrammet.



Figur B-5. Radargram frå Gråsubreen. I profilet beveger ein seg frå brefronten (venstre) til eit djupare område på breen (høgre). Heilt til høgre kan ein sjå tendensar til indre refleksjonar, moglegvis frå overgangen mellom kald is og eit temperert islag langs botnen.



Figur B-6. Radargram frå Gråsubreen. Profilet er frå sentrale delar av breen. Både botnreflektoren og ein mogleg indre reflektor er merka av. Djupna er om lag 85 meter i dette området.



Figur B-7. Radargram frå Gråsubreen. Ein beveger seg frå dei sentrale delane av breen (frå venstre), der ein indre refleksjonshorisont kan definerast, til der breen møter fjellskrenten frå skuldra opp mot Glittertinden. Djupna er på det meste over 100 meter, medan den indre refleksjonshorisonten ligg på om lag 70-80 meter.

Vedlegg C

Massebalansemålingar har vore utført årleg på Gråsubreen sidan 1962. Vinter-, sommar-, netto- og kumulativ balanse er framstilt i tabell C-1 under. Også høgda på likevektslinja (ELA) er med i tabellen.

Tabell 1.
Massebalansemålingar på
Gråsubreen (Andreassen et
al., 2011).

27 Gråsubreen - 2.1 km ² (2009)						
No. of years	Year	bw (m w.e.)	bs (m w.e.)	bn (m w.e.)	Cum. bn (m w.e.)	ELA (m a.s.l.)
1	1962	0,86	-0,09	0,77	0,77	1870
2	63	0,40	-1,11	-0,71	0,06	2275
3	64	0,39	-0,71	-0,32	-0,26	2180
4	65	0,77	-0,36	0,41	0,15	1900
5	66	0,72	-1,01	-0,29	-0,14	2150
6	67	1,45	-0,74	0,71	0,57	1870
7	68	1,03	-1,11	-0,08	0,49	2140
8	69	0,74	-2,04	-1,30	-0,81	2275
9	1970	0,57	-1,23	-0,66	-1,47	2200
10	71	0,49	-0,96	-0,47	-1,94	2200
11	72	0,66	-1,30	-0,64	-2,58	2240
12	73	0,72	-1,61	-0,89	-3,47	2275
13	74	0,58	-0,24	0,34	-3,13	1870
14	75	0,91	-1,86	-0,95	-4,08	2275
15	76	0,62	-1,62	-1,00	-5,08	2275
16	77	0,51	-0,90	-0,39	-5,47	2275
17	78	0,67	-0,89	-0,22	-5,69	2140
18	79	0,91	-0,87	0,04	-5,65	2025
19	1980	0,46	-1,35	-0,89	-6,54	2225
20	81	0,62	-0,81	-0,19	-6,73	2180
21	82	0,50	-1,01	-0,51	-7,24	2275
22	83	0,94	-0,99	-0,05	-7,29	2090
23	84	0,98	-1,35	-0,37	-7,66	2275
24	85	0,75	-0,75	0,00	-7,66	2100
25	86	0,42	-1,18	-0,76	-8,42	2275
26	87	0,94	-0,22	0,72	-7,70	1870
27	88	1,08	-1,66	-0,58	-8,28	2195
28	89	1,12	-0,67	0,45	-7,83	1870
29	1990	1,33	-0,60	0,73	-7,10	1870
30	91	0,67	-1,19	-0,52	-7,62	1950
31	92	0,70	-0,80	-0,10	-7,72	Undef.
32	93	0,93	-0,51	0,42	-7,30	<1850
33	94	1,16	-1,16	0,00	-7,30	2075
34	95	1,19	-1,30	-0,11	-7,41	2180
35	96	0,53	-0,98	-0,45	-7,86	2205
36	97	0,70	-2,39	-1,69	-9,55	>2290
37	98	0,78	-0,67	0,11	-9,44	Undef.
38	99	0,91	-1,30	-0,39	-9,83	2210
39	2000	0,87	-0,92	-0,05	-9,88	Undef.
40	01	0,80	-0,78	0,02	-9,86	2070
41	02	0,63	-2,05	-1,42	-11,28	>2290
42	03	0,45	-1,84	-1,39	-12,67	>2290
43	04	0,48	-0,97	-0,49	-13,16	2210
44	05	0,83	-1,33	-0,50	-13,66	2180
45	06	0,51	-2,59	-2,08	-15,74	>2290
46	07	0,61	-1,32	-0,71	-16,45	2265
47	08	0,95	-0,86	0,08	-16,36	Undef.
48	09	0,81	-1,08	-0,28	-16,64	2235
49	2010	0,54	-1,60	-1,06	-17,70	2250
Mean 1962-2010		0,76	-1,12	-0,36		